

N° d'ordre 19
Série E

THÈSES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Marc PETERLONGO

*Chef de Travaux de Géologie et Minéralogie à l'Université de Clermont
Collaborateur Adjoint au Service de la Carte Géologique de France*

PREMIÈRE THÈSE :

LES TERRAINS CRISTALLINS DES MONTS DU LYONNAIS (Massif Central Français)

DEUXIÈME THÈSE : Proposition donnée par la Faculté

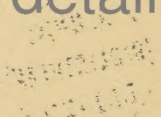
*Soutenues publiquement le 26 avril 1958
devant la Commission d'Examen*

MM. ROQUES	Président
R. HOVASSE	} Examineurs
P. LAPADU-HARGUES	
J. JUNG, Professeur à la Sorbonne ...	



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548606_0006



THÈSES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Marc PETERLONGO

*Chef de Travaux de Géologie et Minéralogie à l'Université de Clermont
Collaborateur Adjoint au Service de la Carte Géologique de France*

PREMIÈRE THÈSE :

LES TERRAINS CRISTALLINS DES MONTS DU LYONNAIS (Massif Central Français) *

DEUXIÈME THÈSE : Proposition donnée par la Faculté

*Soutenues publiquement le 26 avril 1958
devant la Commission d'Examen*

MM. ROQUES	Président
R. HOVASSE	} Examineurs
P. LAPADU-HARGUES	
J. JUNG, Professeur à la Sorbonne ...	

* Mémoire publié dans les Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont, N° 4 (Géologie et Minéralogie, 4^e fascicule), 1960.



UNIVERSITÉ DE CLERMONT

FACULTÉ DES SCIENCES

DOYEN

M. DELANGE, Analyse supérieure.

DOYEN HONORAIRE

M. DUBOIS, Physique.

PROFESSEURS HONORAIRES

MM. HAAG, Professeur à la Faculté des Sciences de Besançon.
JUNG, Professeur à la Sorbonne.
MANDELBROJT, Professeur au Collège de France.
GAUTHIER, Maître de Conférences honoraire.

PROFESSEURS

MM. DELANGE, Calcul différentiel et intégral.
DUBOIS, Physique générale.
BLANC, Mécanique rationnelle.
JAFFRAY, Physique générale.
RAMBAUD, Chimie générale.
REMY, Chimie industrielle.
TRUFFAULT, Chimie industrielle.
HOVASSE, Zoologie et Biologie animale.
CHAZE, Botanique pure et appliquée.
ROQUES, Géologie et Minéralogie.
LAPADU-HARGUES, Minéralogie.
LUTZ, Zoologie.

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. SAMUEL, Mathématiques.
RAOULT, Physique.
CHAMPAGNAT, Botanique.
DUPLESSIS-KERGOMARD, Chimie.

MAITRES DE CONFERENCES

MM. TAGLAND, Physique.
PARIAUD, Chimie physique
Mme HENNEQUIN, Mathématiques.
M. AVAN, Physique.

SECRÉTAIRE PRINCIPAL

M. MOUCHET.

Jean-Marc PETERLONGO

*Chef de Travaux de Géologie et Minéralogie à l'Université de Clermont
Collaborateur Adjoint au Service de la Carte Géologique de France*

LES TERRAINS CRISTALLINS DES MONTS DU LYONNAIS

(Massif Central Français)*

SOMMAIRE

<i>Avant-propos</i>	7
---------------------------	---

INTRODUCTION

I. — Les principaux traits géographiques.....	9
II. — Historique et but de l'ouvrage	13
III. — Quelques questions de nomenclature	14

PREMIÈRE PARTIE

MONTS DU LYONNAIS (SENSU STRICTO)

I. — Structure d'ensemble et répartition des faciès.	
— Définition et limites de la Série Lyonnaise.....	19
— Nature des affleurements.....	19
— Structure générale de la Série Lyonnaise	20
— Les principaux faciès et leur extension	20
II. — Etude pétrographique des Monts du Lyonnais.	
— Les micaschistes à deux micas de la Tour-en-Jarez et les faciès gneissiques associés.....	27
— Les gneiss à deux micas de Saint-Martin-la-Plaine	29
— Les gneiss à biotite et sillimanite de Bissieux et les faciès migmatitiques intercalés	30

— Les amphibolites de Riverie et de La Gachet et leurs faciès migmatitiques	35
— Les péridotites serpentinisées.....	38
— Les leptynites à biotite de Saint-André-la-Côte	38
— Les anatexites à biotite de Grézieux-la-Varenne	44
— Les gneiss à cordiérite de la Jasserandière.	47
— Les gneiss-anatexites à cordiérite de Chevrières	48
— Les anatexites grenues à cordiérite de St-Symphorien	49
— Les embréchites de Montromant et d'Yzeron	54
III. — Essai de synthèse sur la Série des Monts du Lyonnais.....	57

DEUXIÈME PARTIE

MONTs DE TARARE ET EXTRÊMITÉ SUD DU BEAUJOLAIS : SÉRIE DE LA BRÉVENNE ET GROUPE D'AFFOUX

<i>Introduction</i> : Définition de la Série de la Brévenne et plan d'étude.....	63
I. — La Série de la Brévenne dans le domaine méridional des Monts de Tarare.	
— Le Groupe de Courzieu-Sain Bel.....	65
— Le Groupe de la Giraudière.....	70
— Le Groupe de Saint-Julien-sur-Bibost	73
— Le Groupe d'Eveux-sur-l'Arbresle	74
— Le Groupe du Mont-Arjoux	77
II. — La Série de la Brévenne dans le domaine septentrional des Monts de Tarare.	
— Le Groupe de Violay	81
— Les Massifs granitiques de Chindo et de St-Vérand.....	91
III. — Vues d'ensemble sur la Série de la Brévenne.	
— Caractères d'ensemble de la Série.....	95
— Le point de vue stratigraphique : relations des groupes entre eux.	95
— Le point de vue minéralogique.	97
— Le point de vue chimique.....	99
— Le degré de métamorphisme.	104
— Age de la Série	104
— Conclusion sur la Série de la Brévenne.....	106
IV. — Le Groupe des gneiss chloriteux d'Affoux.	
— Situation géographique	107
— Aspect général.	107
— Etude pétrographique	107
— Interprétation.....	110

TROISIÈME PARTIE

LA DISCORDANCE DE LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE SUR CELLE DES MONTS DU LYONNAIS AGE DES SÉRIES

I. — Relations entre la Série des Monts du Lyonnais et la Série de la Brévenne.	113
II. — Relations entre la Série de la Brévenne (Groupe de Violay) et les gneiss chloriteux du Groupe d'Affoux.	
— Les relations du Groupe de Violay et du Groupe d'Affoux dans la région de Violay	115
— Les relations du Groupe de Violay et du Groupe d'Affoux dans la vallée du Soumans	116
— Extension au domaine méridional	117
— Conclusion à l'étude des relations entre les Séries.	119
III. — L'Age des Séries métamorphiques.	
— Résultats d'ordre géologique.....	121
— Mesures d'âge absolu	121
— Conclusion sur l'âge des séries	124

QUATRIÈME PARTIE

LES GRANITES

I. — Le Massif de Saint-Laurent-de-Chamousset.....	131
Gisement. — Etude pétrographique. — Endomorphisme et exomorphisme.	
— Conclusion.	
II. — Le Massif de Saint-Galmier.....	137
III. — Le Massif de Saint-Héand.....	139
Gisement. — Description pétrographique. — Conclusion.	
IV. — Le Massif de Montagny.....	143
Gisement. — Etude pétrographique du granite. — Etude pétrographique des enclaves. — Conclusion.	
V. — Le Massif de Soucieu.....	149
Gisement. — Etude pétrographique : le granite, la vauugnérîte. — Conclusion.	

VI. — Le Massif de Charbonnières.....	151
Gisement. — Etude pétrographique. — Conclusion.	
VII. — Le Massif de Civrieux d'Azergues.....	153
Gisement. — Etude pétrographique. — Conclusion.	
VIII. — Les granites gneissiques syncinématiques de la Grêle et de Saint-Christo.	
A. — <i>Granites gneissiques de la Grêle.</i>	
— Situation et mode de gisement.....	155
— Etude pétrographique.....	155
— Relations avec les roches voisines.....	157
— Nature des granites gneissiques.....	158
— Les diorites et syénites gneissiques (Durbachites) associées au granite syncinématique	160
B. — <i>Granites gneissiques de la faille de St-Christo</i>	
— Conclusion à l'étude des granites gneissiques et des faciès basiques associés	162
IX. — Conclusion à l'étude des granites.	
— Granites post-tectoniques et granites syntectoniques.....	165
— Age des granites.....	166

RÉSUMÉ ET CONCLUSION

Les principaux résultats de ce travail :

— Existence de deux séries métamorphiques discordantes.....	171
— La Série des Monts du Lyonnais.....	171
— La Série de la Brévenne.....	172
— Age des Séries et des Métamorphismes.....	174
— Les granites.....	175

Rapprochements avec d'autres régions du Massif Central :

— La Série des Monts du Lyonnais.....	176
— La Série de la Brévenne et le géosynclinal hercynien.....	176
— La discordance entre Série ancienne et Série hercynienne.....	178

Table des analyses de roches de la région étudiée	179
---	-----

Paramètres de Niggli des roches éruptives de la région étudiée	180
--	-----

Bibliographie	183
---------------------	-----

Table des figures.....	187
------------------------	-----

Hors texte : Carte au 1/130.000^e : Les terrains cristallins de la région lyonnaise.

AVANT-PROPOS

LA présentation de ce mémoire est pour moi l'occasion d'exprimer ma reconnaissance et mon attachement aux Maîtres à qui je dois de pouvoir exercer dans des conditions particulièrement favorables le métier de mon choix.

C'est d'abord à M. le Doyen Gignoux, dont la mort a laissé un vide difficile à combler, mais que ne sont pas près d'oublier tous ceux qui ont eu la chance de le connaître, et à M. le Doyen Moret, que vont mon souvenir et mes remerciements. A leur contact, au cours de mes premières années d'étude à Grenoble, grâce à la qualité de leur enseignement et la chaleur humaine de leur bienveillance, grâce aussi à l'attrait de la Géologie Alpine sous la conduite de tels maîtres, ce qui n'était encore pour moi qu'une attirance se transforma en orientation définitive.

C'est d'eux que je reçus le conseil de m'initier à la Minéralogie et à la Pétrographie à la Faculté des Sciences de Clermont. Ces disciplines à première vue quelque peu austères se révélèrent au contraire passionnantes et pleines de possibilités dans les cours de M. le Professeur Jung, actuellement Professeur à la Sorbonne, et de M. le Professeur Roques.

Ma reconnaissance envers ces maîtres est grande, puisque ce fut M. le Professeur Jung qui voulut bien m'attacher à lui en qualité de Collaborateur technique, avant que M. le Professeur Roques ne m'accueillît comme Assistant, puis plus tard comme Chef de Travaux, au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont, dont il avait pris la direction.

Après que ces maîtres m'aient aiguillé vers la région qui fait l'objet de ce mémoire, j'ai toujours été guidé dans mon travail par les

conseils de M. le Professeur Roques qui en a suivi l'élaboration et par l'intérêt que lui a témoigné M. le Professeur Jung. Aussi cet ouvrage leur doit-il beaucoup.

La rigueur logique et la finesse critique de M. le Professeur Lapadu-Hargues me furent souvent d'un précieux secours pour essayer de ne pas trop ronronner en paix sur des idées toutes faites.

Je n'aurai garde d'oublier ceux dont l'enseignement pratique et les conseils ultérieurs m'ont été indispensables : M. Michel, actuellement Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Grenoble et M. Ravier, Chef de Travaux à la Sorbonne.

J'ai retiré aussi le plus grand bénéfice des discussions amicales et passionnées avec mes collègues et amis M. Chenevoy, Chef de Travaux à la Faculté des Sciences de Lyon, et M. Forestier, Chef de Travaux à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne. Leurs travaux récents ou encore inédits sur d'autres régions du Massif Central m'ont fourni de précieux points de repère.

Les analyses chimiques nouvelles publiées ici ont toutes été faites au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont, sous la direction de M. le Professeur Lapadu-Hargues par Mme Lamy-Rouger, Mme Laurent-Chaleil, Mlle Orliac, M. Théron, M. de Peyronnet. Je les remercie pour le soin que tous ils ont apporté à l'exécution de ces analyses.

Plusieurs déterminations d'âge absolu par la méthode de Larsen (plomb-alpha-zircon) ont été conduites par Mme Pangaud, que je remercie pour cela et aussi pour l'aide qu'elle m'a apportée dans la besogne difficile et fastidieuse du triage final du zircon.

Enfin, je ne puis passer sous silence la camaraderie de mes collègues et amis clermontois, M. Maisonneuve, Chef de Travaux, MM. Didier, Lameyre, Mergoïl, Assistants, M. Vialette, Stagiaire de Recherches au C.N.R.S. à qui je dois d'avoir pu rédiger ce mémoire dans des conditions particulièrement agréables.

Sur le plan matériel enfin, je remercie M. le Directeur du Centre National de la Recherche Scientifique, qui voulut bien à deux reprises m'accorder une subvention destinée à couvrir une partie des frais entraînés par les campagnes sur le terrain.

INTRODUCTION

I

LES PRINCIPAUX TRAITS GÉOGRAPHIQUES.

DÉSIGNATION DES ENSEMBLES MONTAGNEUX.

Il n'est pas tellement facile de définir exactement Monts du Lyonnais et Monts du Beaujolais. Suivant les cartes, suivant les auteurs, suivant qu'on se réfère à la Géographie physique, à l'Histoire, la limite entre les deux groupes montagneux se révèle assez fluctuante. On ne sait guère, en définitive, auquel attribuer la région qui s'étend entre les vallées de la Brévenne et de la Turdine.

Aussi fait-on parfois de cette zone un troisième groupe montagneux : celui des Monts de Tarare. Cette distinction se révèle la plus commode pour l'étude géologique et, dans ce Mémoire, les différentes régions seront définies comme suit :

- Monts du Lyonnais, prolongés à l'est par le Plateau Lyonnais : entre les Vallées du Gier et du Furan au sud, d'une part, de la Brévenne au nord, d'autre part.
- Monts de Tarare : entre les vallées de la Brévenne et de la Turdine.
- Monts du Beaujolais au nord de la vallée de la Turdine.

RÉGION ÉTUDIÉE.

Suivant ces désignations, l'étude présentée ici couvre la totalité des Monts Lyonnais et des Monts de Tarare, plus une petite partie du Beaujolais méridional.

La figure 1 (voir page 10) montre sa position dans le Massif Central français en général.

LES GRANDES LIGNES DU RELIEF ET LEUR ORIGINE.

Les trois groupes montagneux font partie de la bordure orientale du Massif Central, pénéplaine antétriasique fortement relevée, basculée et faillée durant les temps tertiaires et plus ou moins disséquée depuis par l'érosion. Cette histoire commune n'empêche pas cependant chacun de ces groupes de posséder son propre style orographique, étroitement lié à sa structure géologique, comme cela apparaît sur le croquis géographique (figure 2).

En considérant les Monts du Beaujolais, on voit dominer en effet, dans la disposition des principales lignes de crêtes et des grands axes du réseau hydrographique, une orientation



FIG. 1. — Situation de la région étudiée dans l'ensemble du Massif Central Français

méridienne, qui est celle de la tectonique tertiaire. De fait le Beaujolais est disloqué par une multitude de failles nord-sud.

Il n'en est pas de même dans les Monts de Tarare et ceux du Lyonnais ; aussi voit-on transparaître dans l'orographie les structures des anciennes montagnes hercyniennes. L'essentiel des Monts de Tarare est un gros massif de granite surmonté de ses cornéennes. Le môle résistant ainsi constitué est entamé de tous côtés par les rivières et de ceci résulte pour son relief, un dessin vaguement étoilé.

Quant aux Monts du Lyonnais, l'orientation de leur relief et de leur réseau hydrographique selon la direction varisque des plissements hercyniens est flagrante. En effet, une puissante série métamorphique plissée suivant cette direction les constitue principalement.

A leur pied s'étale, à l'est et au sud-est, le Plateau Lyonnais (ou Plateau Rhodanien), vaste surface plate dominant par un rebord raide les vallées actuelles de la Saône et du Rhône. Il supporte des placages alluviaux du Pliocène supérieur et les moraines du glacier du Rhône. L'interprétation de cette surface est assez délicate (H. Baulig, 1928, pp. 348-357). L'étude géologique ne révèle pas, à la limite du plateau et de la montagne, les failles que suppose

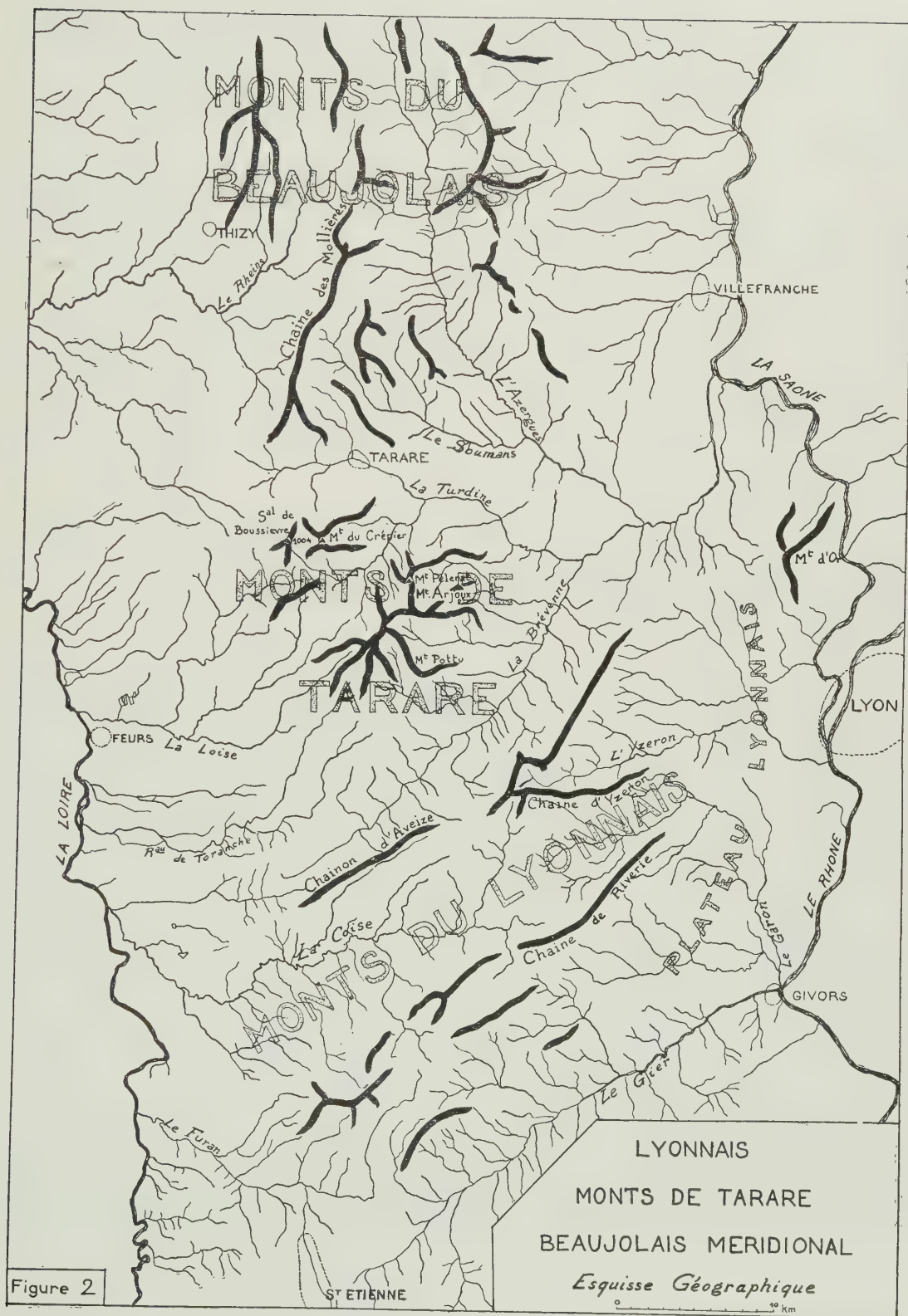


Figure 2

H. Baulig. On se trouve ainsi ramené, malgré les difficultés soulignées par cet auteur, à attribuer le Plateau Lyonnais à la seule action érosive d'un Rhône et d'un Gier anciens, avant le Pliocène supérieur. Le problème n'est pas clairement résolu.

ASPECT DU PAYS.

Dans l'ensemble, le pays est montueux plus que vraiment montagneux et les reliefs de quelque vigueur se rencontrent plutôt à l'est, où le relèvement alpin a été plus important. Les Monts du Lyonnais s'enlèvent là d'un seul jet à 300 m. au-dessus du Plateau Rhodanien. Les versants en pente raide sont recouverts de forêts et de landes de genêts.

Mais ailleurs le relief est plus doux et si les hauteurs appelées, non sans quelque exagération, « chaînes » de Riverie, d'Yzeron et d'Aveize (dont la présence s'explique par l'affleurement de leptynites ou migmatites leptyniques et embréchites résistantes), ont quelque raideur du côté du Gier ou de la Brévenne, leurs autres versants descendent en pente douce vers la dépression ménagée dans l'axe des Monts Lyonnais (grâce à l'altération facile des gneiss et migmatites à cordiérite qui en forment le sous-sol). Cette dépression est occupée par une campagne vallonnée, drainée par la Coise et ses affluents. On n'y a guère laissé à la forêt et aux genêts que les sommets arrondis des crêtes arides ; vallons et versants sont occupés par des prairies et des cultures entourées de clôtures et de haies.

L'habitat est assez dispersé. Les bourgs aux maisons serrées ont bien quelque importance mais il y a aussi, surtout dans les Monts du Lyonnais, une poussière de petits hameaux, voire de fermes isolées. Chaque ferme constitue un quadrilatère bien fermé, composé de bâtiments s'ouvrant tous sur la cour, close elle-même par une lourde porte pleine. C'est une région où l'on aime à se sentir chez soi.

RESSOURCES PRINCIPALES.

Dans les Monts du Lyonnais, on s'occupe surtout d'élevage, principalement des bovins. Lait et viande trouvent un débouché assuré vers Lyon et Saint-Etienne. La culture des arbres fruitiers est aussi intensément pratiquée, lorsque les circonstances (altitude, exposition, abri) s'y prêtent. L'industrie est sporadiquement développée. A Sainte-Foy-l'Argentière, le bassin houiller n'est plus en exploitation, mais on fabrique encore tuiles et céramique. Il faut mentionner aussi les chapelleries de Chazelles et les conserveries de Saint-Symphorien-sur-Coise. Quant aux mines de pyrite de Saint-Bel, elles représentent un énorme gisement activement exploité, mais n'ont pas suscité localement d'industries importantes.

On retrouve dans les Monts de Tarare élevage et culture des arbres fruitiers, avec quelques spécialités fameuses comme les cerises de Bessenay ; mais en approchant de Tarare, on voit se multiplier les métiers à tisser à domicile, travaillant à façon pour les industriels et fabriquant rideaux, rubans, cravates, mousseline, etc... On ne peut passer à côté de la ferme la plus isolée sans entendre le bruit si caractéristique du « bistenclaque ».

Dans la bordure du Beaujolais qui fait partie de la région étudiée ici, on retrouve élevage et tissage, mais la grande affaire, cela va de soi, est la culture de la vigne, encore que cette zone du Beaujolais ne soit pas celle des grands crus.

Outre ces ressources traditionnelles, une autre activité plus récente va en se développant, surtout dans les Monts du Lyonnais : c'est un tourisme du dimanche que pratiquent surtout Lyonnais et Stéphanois, attirés par les paysages harmonieux et souvent très étendus, un réseau de routes remarquable par sa qualité et sa densité et une quantité de petits hôtels extérieurement sans prétention, mais qui maintiennent à un haut degré de raffinement les traditions de la table lyonnaise.

CONCLUSION

Le jeu des failles, le développement du réseau hydrographique sur le vieux socle hercynien ont diversifié les Monts du Lyonnais, de Tarare et du Beaujolais pour en faire une région moyennement accidentée, aux paysages variés et harmonieux. Le terroir se prête surtout à l'élevage, à la culture des arbres fruitiers et de la vigne et, localement, de petites industries actives s'y sont installées, la principale étant le tissage et la passementerie dans la région de Tarare.

Si le géologue y a parfois quelque peine à trouver de bons affleurements, car les coupes ne sont pas toujours aussi fréquentes, ni surtout aussi continues qu'on le souhaiterait, les crêtes rocailleuses, les vallées principales, les tranchées des nombreuses routes finiront toujours par lui livrer un nombre suffisant de renseignements.

Par ailleurs, il pourra jouir de l'harmonie des vastes panoramas sur les points hauts d'où la vue s'étend parfois jusqu'aux Alpes par-delà la Plaine du Rhône et de l'accueil que sait réserver ce pays de bonnes traditions, où il fait bon séjourner.

II

HISTORIQUE ET BUT DE L'OUVRAGE

Aux portes de Lyon, d'accès facile et constituée de roches variées, cette région ne pouvait manquer d'attirer l'attention des géologues, et de fait, les études en sont nombreuses.

Déjà, en 1795, Alléon Dulac publiait une Histoire naturelle du Lyonnais, Forez et Beaujolais. Au siècle dernier, une pléiade de bons observateurs s'intéressa au Lyonnais ; parmi eux il faut citer Leymerie (1836), Drian (1856), Gruner (1857), Fournet (1861), A. Riche (1888). Toutes ces études trouvèrent leur couronnement dans la publication des cartes géologiques au 1/80.000^e : Feuille de Montbrison, par Le Verrier (1889), Feuilles de Bourg (1889) et de Lyon (1890) par Aug. Michel-Lévy. En 1901, Cl. Roux précisait encore de nombreux détails dans une étude d'ensemble sur les Monts Lyonnais. A cette époque, on disposait donc de données précises sur la nature des terrains de ces régions, et d'une cartographie en général bonne. Le Lyonnais apparaissait comme un vaste anticlinal à noyau érodé de « gneiss granitoïdes à cordiérite », flanqué de « gneiss feuilletés », de micaschistes et de chloritoschistes. Cet ensemble, présumé précambrien, était recouvert de terrains d'âge dinantien, et traversé de granites.

Les travaux des années suivantes, s'ils n'ont guère modifié ce schéma, ont toutefois introduit des modifications importantes dans son interprétation. En 1908, Albert Michel-Lévy, en se basant sur l'absence de discordance angulaire bien caractérisée entre la série épimétamorphique de Violay et le Viséen, pensait que tout était en continuité, que la série de Violay et de la Brévenne représentait le sommet du Dévonien et que l'ensemble des terrains cristallophylliens du Lyonnais et des Monts de Tarare résultait d'un métamorphisme au fond d'un géosynclinal hercynien.

Mais J. Jung et E. Raguin (1935) montrèrent l'indépendance et la discordance certaines du Viséen et de la série cristallophylienne dans la région de Balbigny, Néronde et Violay. Ils défendirent l'idée d'une lacune stratigraphique correspondant au Tournaisien et au Dévonien. Le métamorphisme de l'ensemble des roches cristallophylliennes se trouvait alors repoussé à un âge indéterminé, mais ancien.

Après tant de travaux et de levés détaillés par d'excellents géologues, il pouvait paraître sans objet de reprendre l'étude cartographique et pétrographique de la région. Cependant, depuis plusieurs années, on assistait à une révision générale de la géologie du Massif Central, à la lumière des progrès faits dans la connaissance générale des séries cristallophylliennes et des processus métamorphiques.

Parmi toutes les études publiées sur les schistes cristallins, on peut citer ainsi celles de M. Roques (1941) pour le sud-ouest du Massif Central, de P. Lapadu-Hargues (1947 et 1951) pour la partie méridionale, de J. Richard (1938), J. Delorme et A. Emberger (1949), R. Boineau et J. Nicaise (1950), J. Lehingue (1951) pour la bordure septentrionale (Berry, Marche, Bourbonnais), A. Cochet (1953), pour le Morvan, J. Barrère (1955) pour le Charolais, F. Nicolas (1954) pour le Beaujolais... Tout récemment, le Limousin faisait l'objet d'une belle étude de M. Chenevoy (1957), cependant que F.H. Forestier (1955, 1957) entreprenait un travail du même genre dans la Haute-Loire.

De toutes ces recherches se dégagait progressivement une vue synthétique sur la structure du Massif Central, pressentie en 1948 par A. Demay et précisée par J. Jung (1953 et 1954). Il fallait donc bien reprendre l'étude du Lyonnais, des Monts de Tarare et du Beaujolais, afin de les situer dans cet ensemble. La région présentait un autre intérêt : celui de constituer une zone où le Viséen est en contact avec les terrains cristallophylliens, permettant ainsi une discussion de l'âge des séries métamorphiques. Des travaux de détail (J. Jung et E. Raguin, 1935) avaient montré que les conceptions de Alb. Michel-Lévy (1908) devaient être modifiées, mais une reprise d'ensemble du problème restait à faire. Il fallait en particulier essayer de serrer de plus près les problèmes de la nature et de l'âge de la Série volcanique métamorphique de la Brévenne et établir ses relations avec les autres terrains cristallophylliens.

Le travail présenté ici sur cette région vise donc surtout à rechercher sa structure et son histoire géologique ainsi que sa signification dans l'ensemble du Massif Central et des massifs hercyniens.

C'est dire que la Pétrographie y a été considérée comme un moyen d'étude plutôt que comme une fin, bien que des circonstances favorables aient parfois permis d'apporter une contribution dans l'étude de certains problèmes plus précisément pétrographiques (phénomènes d'échanges dans les amphibolites, nature des anatexites à cordiérite, granites syntectoniques par exemple).

III

QUELQUES QUESTIONS DE NOMENCLATURE

Pour les faciès normaux de roches cristallophylliennes, les définitions adoptées ici sont celles qu'ont proposées J. Jung et M. Roques (1952).

Par contre, pour les faciès qu'on a l'habitude de désigner sous le terme de *migmatites*, quelques difficultés s'élèvent.

Pour y voir un peu clair à ce sujet, il n'est pas inutile de rappeler les vicissitudes de la notion de migmatite depuis sa création par Sederholm. La toute première définition donnée par cet auteur (1907, p. 110), est la suivante, traduite de la façon la plus littérale : « Pour les gneiss en question, dont les caractéristiques sont deux éléments de valeur génétique « différente, l'un, sédiment schisteux ou roche éruptive foliée ; l'autre, soit formé par re-solu-

« tion d'un matériel comme le premier, soit par injection venue de l'extérieur, l'auteur propose « le nom de *migmatites* : la position de ces roches étant intermédiaire entre les roches éruptives au sens propre, et les schistes cristallins d'origine sédimentaire ou éruptive ».

Après avoir étudié longuement ces roches, Sederholm en vint à la conclusion qu'elles résultaient toujours essentiellement de l'envahissement de roches anciennes par le magma granitique ou ses émanations. Il remodela donc sa définition comme suit (1926, p. 136) : « L'auteur pense qu'il est nécessaire d'utiliser pour ces roches hybrides une désignation qui caractérise réellement leur apparence et leur origine. Elles ont l'air de roches mêlées, et ont pris naissance par le mélange de roches anciennes et d'un magma granitique, d'éruption plus récente (later erupted) et c'est pourquoi le terme de migmatite est le mieux approprié ».

En simplifiant à l'extrême, la conception de Sederholm, telle qu'elle est développée dans ses ouvrages de 1923, 1926, 1934, se ramène à trois points essentiels :

- les migmatites sont des roches dont l'aspect évoque un mélange,
- l'un des constituants de ce mélange est un apport granitique venu de l'extérieur,
- cet apport est venu sous forme magmatique, c'est-à-dire fondue.

A l'usage, la notion de migmatite s'est plus ou moins modifiée.

En particulier, C.E. Wegmann (1935. Voir aussi H.H. Read, 1944, pp. 67-71), étudiant les roches mêmes dont Sederholm avait fait des migmatites, parvient à des conclusions assez différentes : pour cet auteur, la caractéristique essentielle est bien un apport extérieur de matière, mais ce dernier ne s'est pas fait, en général, par voie magmatique directe, mais bien plutôt par des phénomènes de métasomatose se propageant de proche en proche vers le haut à la manière d'une onde (front de migmatisation). J. Jung et M. Roques (J. Jung et M. Roques, 1936 et 1952 ; M. Roques, 1941), en étudiant le Massif Central français se rallient à cette manière de voir. La définition retenue par ces auteurs, à la suite de Wegmann, est la suivante : « On englobe d'une façon générale, dans la catégorie des migmatites, tous les gneiss, « même homogènes, ayant acquis, que ce soit par injection de magma ou par métasomatose, « un faciès essentiellement feldspathique » (J. Jung et M. Roques, 1952, p. 31). Ici, l'accent est donc mis surtout sur l'existence d'un apport extérieur, principalement feldspathique, condition nécessaire et suffisante pour que s'applique le vocable de migmatite.

Dès le début cependant, une autre tendance s'était manifestée au sujet de ces migmatites. Holmquist (1921) émettait l'idée que la plus grande partie des veines granitiques apparaissant dans les migmatites n'était pas le résultat d'une injection magmatique, mais provenait de la roche même qui les contenait, par sécrétion latérale ou exsudation. L'anatexie différentielle, suivant la notion proposée par P. Eskola (1933) ou le dédoublement en deux phases distinctes, grâce à des rémissions locales de contrainte et sans apport extérieur (P. Lapadula-Hargues, 1947, pp. 33-38) ont été également proposés pour expliquer les textures migmatitiques. K.H. Scheumann (1936) et P. Michot (1957) font aussi allusion à des roches ayant l'aspect de migmatites, mais où ne se manifeste pas d'apport extérieur (endomigmatites de P. Michot). C'est aussi le cas, nous le verrons, de certaines roches d'apparence migmatitique dans le Lyonnais.

Ces conceptions, non sans controverses, ont fini par acquérir droit de cité, et l'on tend maintenant à admettre que des aspects semblables peuvent être obtenus avec ou sans intervention d'un apport extérieur.

Lorsqu'il n'y a pas d'apport, il est indiscutable que la roche ne correspond plus à la conception finale de Sederholm et pas davantage à celle de Wegmann. Est-il donc légitime de continuer à leur donner le nom de migmatites ?

On se trouve alors devant le dilemme suivant : ou bien on laisse au terme de migmatite sa résonance génétique et il faut renoncer à son emploi sur le terrain, puisque des roches d'un faciès donné peuvent avoir ou ne pas avoir l'origine requise et qu'on ne peut le savoir (et encore de façon bien hypothétique) qu'après de longues études ; ou bien on fait de ce vocable un terme purement descriptif et on continue à l'employer, au fond, comme on l'a toujours fait, en dépit des discussions théoriques. Sur le terrain, en réalité, on appelle certaines roches des migmatites parce qu'elles présentent certains faciès jugés caractéristiques. Ce sont des roches où apparaissent mélangées de façon plus ou moins intime, des parties dont l'aspect est celui des schistes cristallins normaux et des parties dont l'aspect évoque les roches granitiques. La répartition de ces deux constituants se fait suivant des modalités extrêmement variées, conduisant à une multitude d'aspects possibles pour ces roches.

C'est d'ailleurs là à peu près ce qui reste quand on a dépouillé de leurs allusions génétiques (sur l'origine aussi bien que sur l'état physique des matériaux) les définitions de Sederholm (1907), Wegmann ou Scheumann. C'est donc dans ce sens là, purement descriptif, que le terme sera utilisé dans le présent Mémoire.

Une classification des faciès de migmatites a été proposée par J. Jung et M. Roques (1952, p. 32) qui écrivent : « On peut commodément distinguer à ce point de vue deux groupes de roches : les unes, à orientation cristallophyllienne régulièrement conservée, qui seront « appelées *embréchites*, les autres, à orientation floue ou contournée, qui seront les *anatexites*. » A condition d'oublier les allusions génétiques (imbibition et fusion) que recèle la formation étymologique de ces vocables, pour n'en retenir que l'aspect descriptif indiqué par J. Jung et M. Roques, ces deux termes se révèlent extrêmement commodes sur le terrain.

Venons en donc à des conventions pratiques. Dans le présent Mémoire, le terme de « migmatite » ou de « faciès migmatitique » sera employé *sans aucune signification génétique* pour désigner des roches où sont mélangées des parties à faciès cristallophyllien et des parties à faciès évoquant le granite. Ces dernières peuvent à l'occasion être représentées par des cristaux isolés (phénoblastes). Le mélange peut être assez intime pour aboutir à une roche d'apparence relativement homogène à texture intermédiaire entre granitoïde et cristallophyllienne.

Parmi les migmatites, on distinguera les *faciès* suivants (toujours au sens purement descriptif) :

— Embréchites litées : roches d'apparence gneissique où les éléments blancs sont groupés en lits (d'aspect aplitique ou pegmatique en général) plus épais que dans les gneiss normaux (ordre d'épaisseur : 1/2 cm ou davantage).

— Embréchites œillées : gneiss lités où apparaissent de gros cristaux (phénoblastes) de feldspath, atteignant parfois plusieurs centimètres et se détachant sur un fond dont l'aspect est celui de gneiss normaux ou d'embréchites litées.

— Embréchites amygdalaires : gneiss où quartz et feldspaths sont groupés en amandes allongées d'1/2 cm ou davantage, d'aspect aplitique, granitique ou pegmatitique, disposées suivant la schistosité cristallophyllienne conservée.

— Anatexites : gneiss, généralement très feldspathiques, ayant plus ou moins perdu leur schistosité cristallophyllienne, par disparition progressive de la continuité et de l'alignement des lits micacés (ou des lits sombres en général).

PREMIÈRE PARTIE

MONTS DU LYONNAIS

(sensu stricto)

CHAPITRE I

STRUCTURE D'ENSEMBLE ET RÉPARTITION DES FACIÈS

1°. — DEFINITION ET LIMITES DE LA SÉRIE LYONNAISE.

Dans ce Mémoire, le terme de « Série des Monts du Lyonnais » est réservé à l'ensemble des roches métamorphiques constituant les Monts du Lyonnais au sens strict, précisé dans l'introduction géographique, à l'exception d'une étroite bande de terrain sur la rive droite de la Brévenne, qui appartient déjà à la « Série de la Brévenne » telle qu'elle sera définie dans la deuxième partie. Les limites des affleurements de cette série peuvent être ainsi précisées : à l'ouest, la plaine du Forez ; au sud, le Bassin Houiller de Saint-Etienne ; à l'est, les vallées du Rhône et de la Saône ; au nord, la faille passant par Lentilly, Courzieu, Maringes, et limitant la « Série de la Brévenne ».

2°. — NATURE DES AFFLEUREMENTS.

Les Monts du Lyonnais n'offrent malheureusement pas de ces profondes vallées recoupant les plis et dont la description livre du même coup la composition de la série métamorphique et la structure tectonique comme dans d'autres régions du Massif Central.

Les grands cours d'eau sont parallèles à la direction générale des couches. Par surcroît, la Brévenne et le Gier, seules rivières à vallées profondes et encaissées, donnant des coupes à peu près continues, n'entaillent ni l'une ni l'autre la série des Monts du Lyonnais au sens strict : l'une est trop au nord, l'autre trop au sud. Quant à la Coise, elle est aussi parallèle à la direction des couches et son érosion est insuffisante pour fournir une coupe continue. On ne dispose que d'affleurements isolés et souvent fort altérés. Il faut donc s'adresser aux indications fragmentaires fournies soit par les coupes des petits cours d'eau affluents de la Coise ou descendant vers le Gier, la Brévenne et le Rhône, soit par tous les affleurement dispersés et qu'il faut chercher : tranchées de route récemment ouvertes ou rafraîchies et surtout sommets des crêtes et des mamelons, où l'on a souvent plus de chance de rencontrer le rocher en place que le long des cours d'eau au fond des vallons arrondis et herbeux.

En bref, on ne dispose que de petites coupes fragmentaires qu'il serait parfaitement fastidieux de décrire ici, d'autant plus qu'il faudrait les compléter par une énumération de nom-

breux affleurements isolés. C'est pourquoi il m'a semblé de beaucoup préférable de ne pas donner de descriptions de coupes mais plutôt d'exposer des résultats généraux obtenus en considérant l'ensemble des renseignements éparpillés recueillis un peu partout. Tout au plus, chemin faisant, fera-t-on mention ou brève description des points qui se prêtent plus particulièrement à l'observation de tel ou tel d'entre eux.

3°. — STRUCTURE GENERALE DE LA SERIE LYONNAISE.

La série des Monts du Lyonnais au sens strict est constituée surtout de roches fortement métamorphiques, violemment plissées et presque toujours très redressées à l'affleurement. Il s'agit d'une série normale, les termes les moins métamorphiques étant superposés aux plus atteints, encore que localement, la disposition semble inverse, mais il s'agit là de points isolés où les plis sont légèrement déversés vers le Sud. Il suffit de bien peu, dans ces couches à pendage très fort, pour que la verticale soit dépassée.

Quelques failles importantes disloquent la série en plusieurs compartiments. Les unes sont parallèles à la direction hercynienne des plis : ainsi la faille qui sépare, au sud, le domaine lyonnais du bassin houiller entre Rive-de-Gier et Givors ; la faille d'importance réduite s'amorçant à l'ouest de Saint-Didier et passant à Saint-Christo ; la grande dislocation de Soucieu-Fontanès qui se prolonge à travers tout le Lyonnais, malgré deux petits décrochements, et qui s'accompagne tout au long de roches étirées très particulières, se rapprochant plutôt des granites et qu'on étudiera ultérieurement avec ces derniers. La faille qui met en contact la série lyonnaise avec les faciès de la vallée de la Brévenne suit également l'orientation hercynienne.

D'autres accidents ont une direction plutôt méridienne et s'accompagnent de décrochements n'excédant guère 1 kilomètre. On peut citer à cet égard la faille de Grammond et celle qui décroche l'extrémité du massif granitique de Soucieu à l'ouest de Chaponost.

4°. — LES PRINCIPAUX FACIES ET LEUR EXTENSION.

La remarque est déjà fort ancienne (Roux, 1901) que les Monts du Lyonnais constituent un vaste anticlinal dont l'axe passe par Saint-Symphorien-sur-Coise, Saint-Martin-en-Haut et Yzeron. En dépit de bien des complications aux flancs de cet anticlinal, la conception est toujours valable, et en explorant les Monts du Lyonnais à partir du sud, c'est-à-dire du Bassin houiller de Saint-Etienne vers la région axiale, nous verrons se succéder des faciès traduisant un métamorphisme de plus en plus poussé. Nous rencontrerons en effet des micaschistes à deux micas puis des gneiss à deux micas, des gneiss à biotite et sillimanite avec niveaux à faciès migmatitiques et puissantes intercalations amphiboliques, affectées d'intenses phénomènes de métasomatose, des leptynites à biotite, puis des gneiss à biotite et cordiérite, des faciès intermédiaires entre gneiss et anatexites à biotite et cordiérite, et enfin, au cœur de l'anticlinal, des anatexites grenues à biotite et cordiérite. D'une façon moins bien ordonnée et que nous aurons à considérer de plus près, s'individualisent aussi de grandes zones d'anatexites à biotite ou à deux micas. Au-delà de la région axiale, dans le flanc nord de l'anticlinal, toute cette succession n'existe pas ; on retrouve des anatexites à biotite et à deux micas, passant en continuité à des embréchites, finement rubanées ou parfois largement amygdalaires, et puis on arrive sur la dislocation limite au nord de laquelle on se trouve dans la très différente série de la Brévenne.

Nous allons maintenant envisager séparément la localisation et éventuellement les relations mutuelles visibles sur le terrain des faciès ci-dessus énumérés.

a) *Les micaschistes à deux micas de La Tour-en-Jarez.*

Les micaschistes sont fort peu développés dans les Monts du Lyonnais et n'apparaissent guère que vers l'extrémité sud-ouest de ceux-ci, dans la région proche de La Fouillouse et de La Talaudière (ces deux localités se trouvent dans le bassin houiller). Le faciès dominant est un micaschiste banal à deux micas et grenat, très feuilleté ; mais on y rencontre parfois des bancs d'aspect leptynique, voire franchement gneissique, ou même parfois migmatitique.

Les relations stratigraphiques et zonéographiques de cette zone avec le reste de la série lyonnaise sont malaisées à préciser parce qu'une faille inverse l'en sépare, les gneiss inférieurs des Monts du Lyonnais étant un peu refoulés sur les micaschistes. Le plan de faille est d'ailleurs très redressé : il ne s'agit pas, à proprement parler, d'un chevauchement.

Il faut remarquer que le style tectonique de cette partie ne ressemble guère à celui que l'on voit au cœur des Monts Lyonnais : les pendages faibles, voire subhorizontaux, y sont fréquents et la direction des couches est assez fluctuante, alors que le reste de la série lyonnaise est le plus souvent très redressé avec une orientation invariable SW-N.E. : la direction varisque des plissements hercyniens.

b) *Les gneiss à deux micas de Saint-Martin-la-Plaine.*

Les affleurements de gneiss à deux micas s'ordonnent suivant une bande large de deux kilomètres environ. Débutant aux environs de Cellieu, elle passe à Chagnon, Saint-Martin-la-Plaine et Dargoire, recouverte en discordance par les terrains stéphaniens du Bassin de Saint-Etienne, puis en contact par faille avec eux.

Au sud de Saint-Andéol, elle se coince le long de l'accident qui borde au nord le prolongement du Bassin de Saint-Etienne, puis elle s'élargit de nouveau plus à l'est. On peut la retrouver ainsi au-delà de la vallée du Garon, sous les dépôts alluviaux et glaciaires, jusqu'au bord du Rhône, au sud de Vernaison.

Ce sont encore des gneiss à deux micas qui forment le substratum du Stéphaniens au sud de Saint-Andéol. En ce point, les terrains du Bassin houiller se relèvent en effet et permettent de voir affleurer les gneiss entre les deux failles bordières.

Au sud de la traînée houillère, on retrouve les gneiss à deux micas dans la vallée du Gier, où ils passent rapidement aux micaschistes du massif du Pilat.

Ainsi, il paraît légitime de penser que les micaschistes de la région du Pilat et les gneiss à deux micas du Lyonnais n'appartiennent pas à deux séries distinctes, mais que, en dépit des accidents tectoniques qui les séparent, ils représentent deux termes d'une série métamorphique unique.

Avec les groupes plus internes de la série lyonnaise, les relations sont claires : les gneiss à deux micas reposent en continuité sur les gneiss inférieurs à biotite et sillimanite, auxquels ils passent par l'intermédiaire de couches assez puissantes à faciès ambigu où coexistent en quantité notable biotite, muscovite et sillimanite, tandis que l'aspect plus feldspathique et le grain plus gros de la roche évoquent les gneiss inférieurs.

c) *Les gneiss à biotite et sillimanite de Bissieux.*

Nous arrivons là sur une formation bien plus étendue et épaisse que les précédentes puisque la largeur de la zone d'affleurement atteint 6 kilomètres. Le pendage étant toujours fort, entre 60 et 80°, parfois subvertical, l'épaisseur de la zone dépasserait 5.000 m. ce qui s'accorde bien avec les estimations faites ailleurs (Jung et Roques, 1952, p. 15). L'aire d'affleurement de ces gneiss dessine une large écharpe partant du voisinage de Grand Quartier, la limite sud passant à Valfleury (où le Houiller repose en discordance sur elle) puis à Chagnon, pour aboutir à Saint-Martin-de-Cornas, tandis que la limite septentrionale passe près de Fontanès, puis un peu au nord de Sainte-Catherine et aussi de Saint-Sorlin, puis vers Taluyers. Nous avons vu déjà qu'au sud, le passage au gneiss à deux micas se fait sans discontinuité. Au nord, les gneiss à biotite et sillimanite passent de façon également progressive à des leptynites (prises au sens de gneiss pauvres en mica et riches en quartz et feldspath) à biotite. Il s'agit là manifestement d'un changement d'ordre stratigraphique ; c'est la roche initiale qui a changé ; la série originelle pélitique passait là à une série détritique ou volcanique.

Ce vaste ensemble de gneiss n'est pas d'un seul tenant, puisque dans son épaisseur s'intercalent d'épais niveaux amphiboliques dont nous préciserons plus loin les caractères, et également des bancs à faciès migmatitique qui feront l'objet d'une étude plus poussée lorsque nous aurons à entreprendre la description pétrographique des gneiss. Toujours en leur sein, une faille au contact des amphibolites prend naissance près de Fontanès, se prolonge pendant une vingtaine de kilomètres, en passant vers Saint-Christo, et finit par s'amortir dans la région de Saint-Didier. C'est encore dans cette zone des gneiss inférieurs que le massif granitique de Montagny a trouvé la place de s'installer. Ajoutons enfin de petits filons de serpentine çà et là, par exemple entre Sainte-Catherine et Rive-de-Gier (sur la limite des départements du Rhône et de la Loire).

d) *Les amphibolites et gneiss amphiboliques de Riverie et de La Gachet.*

De minces niveaux amphiboliques intercalés dans les gneiss à biotite et sillimanite ou dans les leptynites à biotite que nous verrons plus tard, ne sont pas rares, mais deux bandes d'amphibolites et gneiss amphiboliques prennent une extension considérable.

La plus importante commence à 3 kilomètres au sud de Fontanès, à l'est de la faille méridienne qui passe par là, et à l'ouest de laquelle on n'en retrouve plus le prolongement. De là, l'aire d'affleurement de ces faciès se poursuit vers le nord-est, notamment au nord de St-Christo, s'élargit jusqu'à 1.500 m. aux environs de la Chapelle St-Apollinaire et du Chatelard (au sud de Ste-Catherine), puis passe à Riverie, à St-Didier, à Mornant, après quoi son importance diminue rapidement. Elle existe encore, très réduite, à la sortie nord de Taluyers, et on ne la retrouve pas suivant son prolongement dans la vallée aux affleurements pourtant nombreux de la Cara-Nona, à 1 km. 2 environ au nord de Taluyers.

Il est intéressant de constater que ce puissant niveau-repère amphibolique se trouve pour la plus grande part intercalé dans les gneiss à biotite et sillimanite, mais qu'à partir de Mornant, il passe dans les leptynites à biotite, qu'on rencontre ailleurs sous les gneiss ; ainsi se trouve mis en évidence un changement latéral de faciès d'ordre stratigraphique : la série pélitique qui est à l'origine des gneiss passant pour partie à des faciès arénacés ou tuffacés, les futures leptynites, quand on se dirige vers l'est.

Les affleurements de la zone amphibolique décrite ici sont nombreux, mais en général petits et dispersés, et souvent mauvais. Les meilleurs points d'observation se trouvent sans conteste dans la vallée du Bozançon, par exemple le long de la route de Ste-Catherine à Rive-

de-Gier et surtout à Riverie dans une grande carrière abandonnée, immédiatement à l'ouest et en contre-bas du bourg.

De l'extrémité ouest jusqu'à St-Didier environ, une faille borde au sud les faciès amphiboliques.

Cette vaste écharpe n'est pas la seule : une autre, moins large, apparaît sous les terrains stéphaniens à 1,5 km. au nord-est de Grand-Quartier, passe au col de La Gachet, au sud de St-Christo et se dirige ensuite vers St-Romain-en-Jarez. Mais avant d'y parvenir, elle oblique vers le nord, et s'en va buter contre la faille qui limite la zone principale d'affleurements amphiboliques, plus septentrionale.

Une question apparaît aussitôt : cette deuxième zone d'affleurement représente-t-elle le même niveau que les amphibolites de Riverie, qui se retrouverait plus au sud par le jeu de la faille, ou bien s'agit-il d'un autre banc amphibolique dans la série gneissique ? La seconde interprétation semble la bonne. En effet, l'aspect des roches de ces deux bandes distinctes est différent de l'une à l'autre : dans la bande de Riverie, on a affaire à des amphibolites et gneiss amphiboliques pauvres en biotite, à grain assez fin, où les phénomènes de métasomatose dont nous aurons à reparler au chapitre suivant, conduisent assez souvent à des faciès quasi nébulitiques. Les roches amphiboliques de La Gachet se présentent plus souvent sous forme de gneiss amphiboliques à gros grain, où la biotite est un peu plus abondante et surtout plus largement cristallisée. Ces différences ne sont pas capitales, bien sûr, mais suffisent pour que l'aspect général soit assez dissemblable d'une bande à l'autre. Une autre raison est d'ordre tectonique : d'après l'orientation des mylonites et le style tectonique général des Monts du Lyonnais, la faille qui sépare les deux aires d'affleurements semble bien être une faille inverse très redressée, la partie nord étant légèrement poussée sur la partie sud. Dans ce cas, géométriquement, les couches affleurant au sud de la faille doivent représenter des niveaux plus élevés que celles qui se trouvent au nord, et les amphibolites de La Gachet ne peuvent être le redoublement tectonique de celles de Riverie.

Il faut donc admettre que dans l'épaisseur des gneiss inférieurs sont intercalés deux puissants niveaux amphiboliques : vers la base, le plus épais, celui de Riverie, et plus haut dans la série, le niveau de La Gachet, qui doit s'amincir et disparaître assez rapidement vers l'est, puisqu'on ne le voit pas réapparaître lorsque la faille s'amortit, dans les environs de St-Didier.

e) *Les leptynites de Saint-André-la-Côte.*

Ces gneiss d'allure massive et relativement pauvres en mica affleurent au nord des gneiss à biotite et sillimanite et viennent donc en-dessous d'eux dans la série métamorphique. Assez réduits au sud-ouest, ils n'existent pas encore dans la région de Fontanès, et commencent à se développer de façon importante au sud de Marcenod. Ils se prolongent ensuite vers le nord-est et prennent, à partir de Sainte-Catherine, une extension de plus en plus grande pour occuper toute la région de Saint-Laurent-d'Agny, Taluyers, Brignais, Chaponost, Francheville-le-Haut, jusqu'aux portes de l'agglomération lyonnaise, à l'Etoile d'Alai. Ce développement remarquable de l'ouest vers l'est, aux dépens des gneiss à biotite et sillimanite suggère le passage latéral d'une série stratigraphique primitive pélitique à une série de nature différente. Nous avons vu déjà que le niveau-repère amphibolique, d'abord dans les gneiss, se retrouve intercalé dans les leptynites à l'est de Mornant, ce qui confirme cet envahissement vers l'est du faciès gneissique par le faciès leptynique.

Vers le nord, la série est affectée par le grand accident de Soucieu, mais au-delà de celui-ci, on retrouve des leptynites. Leur situation est cependant beaucoup moins claire : il ne

s'agit plus de couches continues, rencontrées à un niveau bien constant d'une série régulière. Les affleurements dessinent de larges fuseaux qui apparaissent dans une région d'anatexites à biotite et qui passent latéralement à celles-ci, dont le faciès est d'ailleurs toujours plus ou moins leptynique. On peut assister à ce passage latéral en particulier au nord de Chavagneux, village situé à 2 km à l'ouest de Saint-André-la-Côte. On y voit se développer dans les leptynites des bancs à texture franche d'anatexite, plus rarement d'embranchite, et le long de la route de Saint-Martin-en-Haut à Sainte-Catherine, la transformation est complète, mais les anatexites à biotite très caractéristiques (carrière du Rieux) gardent le souvenir des leptynites sous forme de septums.

Les leptynites qui subissent ainsi à l'ouest une migmatisation, couvrent une largeur de près de 2 kilomètres et une longueur de 7 à 8 kilomètres. Vers l'est, leur domaine s'aminuit, et laisse de nouveau place aux anatexites à biotite.

Un peu plus au nord, un autre panneau, de forme bifide celui-là, se dégage des anatexites à biotite, qui s'y insinuent encore sous forme de lentilles. Il s'étend à l'ouest entre Duerne et Saint-Martin-en-Haut, et pousse un prolongement vers Saint-Laurent-de-Vaux, un autre vers Thurins. Les faciès de ces deux domaines septentrionaux sont très analogues aux faciès de la zone principale au sud de la dislocation de Soucieu. Enfin, des leptynites sont disséminées un peu partout dans les anatexites à biotite et les embranchites, à l'état de septums. Nous y reviendrons.

f) Les gneiss à cordiérite de la Jasserandière.

C'est un mince niveau très particulier de gneiss à biotite, très riche en cordiérite, sillimanite et grenat. Il dessine sur le terrain une étroite bande, peut-être moins continue que ne l'indique la carte (les affleurements sont rares en effet dans cette partie du Lyonnais). On peut les observer le plus commodément à 250 mètres au nord-ouest de Chavassieux, petit hameau au nord de Sainte-Catherine ; à la Jasserandière, où un gisement presque célèbre de cette belle roche est constitué par un affleurement minuscule et par des blocs isolés, arrachés au moment de la fondation des maisons du village (Alb. Michel-Lévy, 1912-13) et à 2,2 km à l'ouest-nord-ouest de Saint-Christo-en-Jarez (point de coordonnées Lambert 765.7-63.55). Ils sont intercalés juste entre les leptynites précédemment décrites et les anatexites à biotite.

g) Les anatexites à biotite de Grézieux-la-Varenne.

Au sud de la dislocation de Soucieu, les anatexites à biotite ne se rencontrent que dans la moitié ouest des Monts du Lyonnais : elles occupent, avec une petite bande de gneiss au sud, un secteur vaguement triangulaire au sud de Saint-Héand, où elles constituent les hauteurs de Pierre-la-Bauche. Au-delà de la faille de Grammond, elles se prolongent avec un décalage vers le nord et forment une bande large de 1 km à 1,5 km qui passe par Marcenod, pour s'arrêter en biseau sur la dislocation de Soucieu, à l'est de l'Aubépin. Au nord de la dislocation elles sont beaucoup plus largement représentées. On en rencontre une étendue importante, qui commence dans la région au sud de Chatelus, immédiatement à l'est de la faille de Grammond, puis passe au sud de Larajasse, et s'interrompt au nord de Sainte-Catherine où l'on se trouve dans un des panneaux de leptynites décrits au paragraphe précédent, auxquelles elles passent, nous l'avons déjà vu, par une intrication de faciès aux environs de Chavagneux. A 3 ou 4 km au nord-est, le faciès anatexite reprend ; il est développé admirablement à l'ouest de Thurins (route de Saint-Martin-en-Haut) et enfin, dans la région orientale, il prend une extension énorme et constitue presque à lui seul toute la partie nord-est des Monts du Lyonnais. Une autre bande importante d'anatexites, à biotite ou à deux micas, part des environs de Pomeys et se poursuit presque jusqu'à Yzeron.

Dans l'ensemble, les affleurements dessinent une sorte de demi-ellipse très aplatie, à l'intérieur de laquelle règnent les faciès à cordiérite (gneiss-anatexites, ou anatexites grenues), tandis qu'à l'extérieur se disposent des faciès apparemment moins profonds, tels qu'embréchites, ou gneiss.

Une telle disposition peut s'interpréter de la façon suivante : les anatexites à biotite présentent une sorte de couche, de manteau, au-dessus des faciès à cordiérite. Elles affleurent largement dans le nord-est des Monts du Lyonnais à la faveur d'un lent abaissement d'axe des plis de l'anticlinorium lyonnais, dont le noyau affleure à Saint-Symphorien. L'étude des pendages ne permet pas, malheureusement, de vérifier directement la chose, car les plis sont serrés, les roches très redressées, et il n'est pas possible de suivre le sort des axes de chacun des plis, dans les roches plus ou moins gneissiques qui forment le noyau de l'anticlinal. Quant aux anatexites à biotite, elles sont trop tourbillonnaires pour servir à une étude de ce genre.

Si l'on examine les choses de plus près, cette claire vue d'ensemble sur la répartition des anatexites à biotite se brouille et la confusion la remplace, à cause de ces panneaux de leptynites, d'ailleurs plus ou moins embréchitiques, que nous avons déjà signalés. Le faciès d'anatexite à biotite ne se fait pas faute d'y apparaître sporadiquement, en lentilles, comme il apparaît aussi parfois au sein des faciès à cordiérite (La Chapelle-sur-Coise). L'association avec les leptynites ne fera d'ailleurs que se confirmer quand nous entreprendrons l'étude pétrographique plus détaillée de ces anatexites.

h) Les gneiss-anatexites de Chevières et les anatexites à cordiérite de Saint-Symphorien.

Nous arrivons, avec ces formations, au cœur de l'anticlinal lyonnais, dont elles représentent la partie la plus profonde arrivée à l'affleurement. Deux faciès constituent cette région : le plus largement répandu est assez difficile à décrire. Son aspect est ambigu : des passées, parfois de vastes surfaces, sont constituées par un véritable gneiss, feuilleté, riche en biotite et en cordiérite, alors que d'autres ont un aspect franchement nébulitique, tourbillonnaire, voire réellement grenu. Cette tendance vers un faciès d'anatexite s'accroît de plus en plus en approchant de Saint-Symphorien, où affleure vraiment le noyau de l'anticlinal lyonnais : une amande allongée d'anatexite très grenue à cordiérite, s'allongeant entre Saint-Médard et Saint-Symphorien.

i) Les embréchites de Montromant et d'Yzeron.

Voici un faciès que nous n'avons pas rencontré dans le flanc sud de l'anticlinal lyonnais. En effet, bien que les leptynites de St-André-la-Côte aient toujours un aspect quelque peu embréchitique, on n'arrive pas, ou seulement très localement, à des faciès franchement rubannés ou œillés, comme c'est le cas dans une grande bande continue qui complète au nord la série lyonnaise, avant la faille-limite de Lentilly, au-delà de laquelle commence la série de la Brévenne. Débutant dans la région de Chazelles, cette bande se poursuit avec une largeur de l'ordre de 1.000 à 1.500 m. entre Duerne et Sainte-Foy-l'Argentière, passe à Montromant, au col de Malval, et vient finalement buter et s'interrompre sur une faille, 1 km à l'ouest de Lentilly.

Là encore, les choses se compliquent si l'on entre un peu plus avant dans le détail : le faciès embréchite mord parfois largement dans le domaine des anatexites à biotite (par exemple sur la route d'Yzeron à Duerne) ou s'y immisce sous forme de lentilles cartographiables ou non. Nous sommes loin dans ce cas, comme dans celui des anatexites à biotite, de la belle régularité qui caractérisait le flanc sud des Monts Lyonnais. Le moment venu de dégager une interprétation générale de la série, nous aurons à chercher la signification de ce désordre.

CHAPITRE II

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DE LA SÉRIE DES MONTS LYONNAIS

Nous allons maintenant reprendre chacun des faciès constituant la série lyonnaise, et dégager leurs caractères pétrographiques que ce soit à l'échelle du terrain, de l'échantillon ou de la lame mince. Munis de ces renseignements, et en tenant compte des éléments acquis en considérant la répartition des affleurements, nous pourrons risquer une interprétation de chaque faciès, en cherchant à partir de quelle roche originelle, et par quels processus, les formations actuelles ont pu prendre naissance.

1° — LES MICASCHISTES A DEUX MICAS DE LA TOUR EN JAREZ ET LES FACIES GNEISSIQUES ASSOCIES.

ASPECTS SUR LE TERRAIN

Le faciès le plus normal est un micaschiste parfaitement banal, très feuilleté, riche en biotite et muscovite et contenant également de petits grenats. Il s'y intercale souvent des bancs plus quartzeux et des bancs ayant l'aspect de gneiss à grain fin, assez massif. Ceci n'a rien de bien extraordinaire. Mais ce qui est plus inattendu, c'est la présence dans des micaschistes tout à fait typiques, le long de la vallée du Rôteux qui descend vers l'Etrat, d'une sorte de grosse lentille gneissique d'aspect très particulier : entre les feuillets micacés se développent des lentilles allongées ou des lits, épais de l'ordre de 5 mm, quartzo-feldspathiques, à grain grossier et d'allure parfois franchement granitique. La roche prend de ce fait un aspect de migmatite (embréchite) et présente même par endroits des plissements qui la font ressembler à une anatexite.

ETUDE MICROSCOPIQUE

Les micaschistes normaux offrent, en lame mince, un aspect tout à fait canonique, avec la composition minéralogique suivante :

- Quartz
- Biotite
- Muscovite
- Grenat
- Zircon (avec la biotite).

Ces minéraux sont disposés suivant une structure granolépidoblastique parfaitement typique.

Dans les gneiss fins, apparaît un feldspath plagioclase acide, qui est l'albite, ou parfois l'oligoclase acide. La structure reste granolépidoblastique, bien que les matériaux quartzo-feldspathiques tendent à s'engrener. Lorsqu'on arrive au faciès embréchitique, on repère en lame mince des passées d'allure normale, granolépidoblastique, tout à fait semblables au micaschiste banal, et des passées feldspathiques où croissent de grands cristaux xénomorphes et engrenés entre eux, de quartz et d'oligoclase acide, parfois à la limite de l'albite. Le quartz forme aussi des gouttelettes, à l'occasion très nombreuses, dans le plagioclase ; le grenat peut présenter un aspect curieux : il n'en reste plus que la couronne extérieure, avec le contour globulaire qui caractérise ce minéral dans les micaschistes normaux, cependant que le centre est remplacé par du quartz ou de l'oligoclase.

ETUDE CHIMIQUE

Un échantillon représentatif du faciès embréchitique a été soumis à l'analyse chimique. En voici les résultats :

Analyse n° 1

— Faciès « embréchite plagioclasique ». 1,4 km au nord de l'Etrat (Loire). Analyse nouvelle J. Orliac, Clermont, 1958.

SiO ₂	69,10
Al ₂ O ₃	17,40
Fe ₂ O ₃	1,15
FeO	2,20
MgO	1,40
CaO	1,25
Na ₂ O	2,90
K ₂ O	2,55
TiO ₂	0,10
P ₂ O ₅	0,10
H ₂ O +	1,70
H ₂ O -	0,20
	100,10

On peut faire une comparaison avec la composition moyenne des micaschistes à deux micas normaux, telle que l'a calculée P. Lapadu-Hargues (1949). Pour des raisons de commodité, les deux résultats sont traduits ci-après en pourcentages d'atomes, cette représentation paraissant bien adaptée aux comparaisons de termes métamorphiques (P. Lapadu-Hargues, 1949).

1 — Composition moyenne des micaschistes à deux micas, d'après P. Lapadu-Hargues.

2 — Faciès « embréchite plagioclasique » au nord de l'Etat (Loire).

	- 1 -	- 2 -
Si	63,0	65,9
Al	20,1	19,5
Fe'''	15	0,8
Fe''	2,9	1,8
Mg	2,8	2,0

Ca	1,6	1,3
Na	3,7	5,4
K	4,4	3,1
Ti		0,1
P		0,2
O	170	172
OH		10,7

Comme l'apparition massive de plagioclase acide le faisait prévoir, c'est la teneur en sodium qui est la plus remarquable, puisqu'elle dépasse celle du potassium, ce qui n'est jamais le cas dans les micaschistes normaux.

INTERPRÉTATION

Chaque fois que se rencontrent dans une série des intercalations de nature et d'aspect différents, la même question se pose : cette disposition est-elle originelle, due à la présence dans la série sédimentaire ou éruptive initiale de bancs différents, ou s'agit-il au contraire de niveaux où se sont exercés sélectivement des phénomènes de métasomatose ?

Il semble que dans le cas présent on puisse choisir. Rien ne permet de penser que la roche dérive d'une rhyolite ou d'un tuf rhyolitique : on aurait dans ce cas une leptynite. Si l'on se tourne du côté des roches sédimentaires, on constate que, dans les seuls grauwackes, le sodium surpasse en quantité le potassium. Mais par rapport à ces roches, il y a ici plutôt trop d'alumine, et pas assez de calcium et de magnésium (voir le tableau p. 28). De plus, la structure microscopique et l'aspect de la roche n'évoquent nullement une origine arénacée, qui conduirait là encore plutôt à un gneiss leptynique.

La conclusion paraît s'imposer : il s'agit de roches modifiées par une intense métasomatose sodique, et peut-être siliceuse (mais ceci est moins évident). On peut supposer avec vraisemblance cet apport compensé par un départ équivalent de fer et de magnésium.

La structure microscopique de ces roches est d'ailleurs plus conforme à celle qu'on observe dans les roches où les phénomènes de mobilité chimique sont intenses, qu'à celle qu'on rencontre habituellement dans les gneiss et micaschistes normaux, où ces mêmes phénomènes sont, sinon absents, du moins d'ampleur beaucoup moindre.

Bien sûr, cette interprétation ne fait que reculer le problème, qui revient à la charge sous la forme suivante : pourquoi ces apports, ou ces phénomènes d'échange, ont-ils choisi certains niveaux pour s'y concentrer ?

S'agissait-il de bancs sédimentaires de composition particulière et plus favorable que les autres, ou bien de zones antérieurement broyées offrant un facile passage aux agents minéralisateurs, y a-t-il eu là rémission locale des contraintes s'exerçant au cours du métamorphisme, ou bien est-ce encore autre chose ? Honnêtement, aucun fait précis, dans ce cas particulier ne me permet de choisir parmi ces explications.

2° — LES GNEISS A DEUX MICAS DE SAINT-MARTIN-LA-PLAINE

Leur étude n'apporte rien de bien particulier. Sur le terrain, ils sont constitués par une alternance de bancs relativement phylliteux, à grain assez grossier, et de bancs à grain plus fin, à tendance plus leptynique. Ils sont donc analogues aux gneiss supérieurs habituellement rencontrés dans les séries du Massif Central, où cette alternance a été rapportée à un faciès

« Flysch » de la série sédimentaire initiale (J. Jung, 1953, p. 333), en particulier dans le Limousin. Rappelons qu'ils passent aux gneiss à biotite et sillimanite par l'intermédiaire d'une zone de passage assez épaisse de faciès ambigus.

3° — LES GNEISS A BIOTITE DE BISSIEUX ET LES FACIES MIGMATITIQUES INTERCALES

ASPECT SUR LE TERRAIN

Les gneiss.

Les gneiss proprement dits ont un aspect assez banal et identique à celui des gneiss inférieurs de la partie nord-est du Massif Central (Noyau arverno-vosgien de J. Jung, 1954, p. 256) par exemple ceux des vallées de la Sioule et de l'Allagnon. Ce sont des gneiss très feuilletés, à grain plus gros que celui des gneiss à deux micas décrits plus haut. On y observe, comme dans ces derniers, l'alternance de lits phylliteux, riches en biotite et sillimanite, et de bancs à tendance leptynique, plus massifs, où quartz et feldspath abondent et où la sillimanite se fait plus rare. Cette alternance est très vraisemblablement liée à la sédimentation originelle : c'est encore une sorte de Flysch, le mot étant entendu dans un sens large. Mentionnons également l'existence de nombreux lits concordants de « pegmatite d'exsudation ».

Les niveaux migmatitiques.

Souvent à l'intérieur des gneiss s'individualisent des passées d'allure migmatitique. Lorsque le phénomène est peu accusé, il se traduit par un accroissement de la taille des cristaux, et la tendance des minéraux blancs, quartz et feldspath, à former des amandes allongées ou des lits rappelant ainsi vaguement l'aspect d'une embréchite. Fréquemment, les choses vont plus loin, et on voit apparaître les plissements serrés et la tendance à la discontinuité des lits de biotite caractéristiques du faciès anatexite (Fontmerle, Fougère, Valfleury). Enfin, on peut observer des masses assez considérables pour être exploitées dans de vastes et actives carrières où la roche est devenue massive, d'aspect nébulitique ; la texture plus grenue que gneissique rend la roche assez tenace pour servir à l'empierrement (Grand-Quartier).

Les faciès de ce genre sont répandus à travers toute la zone des gneiss, mais ils sont plus fréquents et plus caractéristiques vers la base de la série, et vers l'ouest.

ETUDE MICROSCOPIQUE

Le faciès gneissique ne présente, au microscope, rien de bien remarquable : alternance de lits phylliteux, à structure lépidoblastique, constitués de biotite ou de sillimanite, et de restes assez fréquents de muscovite, alternant avec des lits de quartz, d'oligoclase dont la composition varie entre An_{23} et An_{30} et de microcline rare (microcline sodique en général). La myrmékite s'y rencontre sporadiquement.

Les lits blancs présentent une structure à peu près granoblastique. A peu près seulement, car le quartz manifeste une certaine tendance vers des formes améboïdes, creusant de golfes dentelés les cristaux de plagioclase, qui sans cela, auraient des contours simples, vaguement quadrangulaires.

En passant des faciès feuilletés normaux aux faciès migmatitiques, on ne trouve rien de bien nouveau : les minéraux constituants sont à peu près les mêmes (mais la sillimanite est plus rare). La structure n'est pas foncièrement différente et il est intéressant de suivre les

étapes intermédiaires entre un gneiss feuilleté classique, et un faciès migmatitique quasi grenu comme celui de Grand-Quartier. Les dessins (Fig. 3) permettent de reconstituer ce passage. L'échantillon II (gneiss, Bissieux) est un gneiss où apparaissent de nombreuses amandes allongées, quartzo-feldspathiques. Le fond gneissique est assez semblable à celui des gneiss normaux (échantillon I), à ceci près que le quartz est extrêmement améboïde et envahissant et qu'il englobe des cristaux de biotite et même d'oligoclase. L'alignement de la biotite commence à en souffrir. Dans les amandes quartzo-feldspathiques, le plagioclase lui-même est poecilitique. Le faciès de Grand-Quartier (échantillon III), si son aspect macroscopique est bien différent de celui d'un gneiss feuilleté, présente les mêmes caractères structuraux, seule l'orientation est beaucoup moins marquée, mais on retrouve le quartz à contours améboïde, tandis que les cristaux de plagioclase eux-mêmes, tout en gardant leur forme relativement simple, se mettent à s'engrener un peu mutuellement.

ETUDE CHIMIQUE

2: Gneiss à biotite. Bissieux (Rhône).

3: Niveau migmatitique. Bois de Fontmerle au sud de Ste-Catherine (Rhône).

4: Anatexite plagioclasique. Carrière de Grand-Quartier (Loire).

A et B: Moyenne des gneiss inférieurs du Grand Bois et de St-Romain.

	— 2 —	— 3 —	— 4 —	— A —	— B —
SiO ₂	64,22	68,25	67,20	63,80	64,95
Al ₂ O ₃	16,00	15,04	16,35	18,30	16,25
Fe ₂ O ₃	2,09	1,10	0,55	2,20	1,35
FeO	4,18	3,53	3,38	3,95	4,40
MgO	2,03	1,45	1,35	2,50	2,40
CaO	1,86	2,30	3,65	0,90	1,10
Na ₂ O	3,63	4,40	4,40	2,10	2,20
K ₂ O	2,64	2,37	1,70	3,00	2,90
TiO ₂	0,52	0,53	0,40	0,85	0,65
P ₂ O ₅	0,42	n.d.	0,10	n.d.	n.d.
MnO	0,19	0,05	tr.	0,05	0,05
H ₂ O +	1,75	0,90	0,95	2,65	2,70
H ₂ O —	0,27	0,10	0,05	0,30	0,30
	99,81	100,02	100,08	100,60	99,25

Si on préfère exprimer ce résultat en % de cations, suivant la méthode proposée par P. Lapadu-Hargues et codifiée par P. Eskola, on arrive au tableau suivant :

Si	61,5	64,1	62,6	61,8	63,8
Al	18,1	16,6	18,0	20,8	18,7
Fe'''	1,5	0,8	1,0	1,6	0,9
Fe''	3,3	2,8	2,6	3,2	3,6
Mg	2,9	2,0	1,9	3,6	3,5
Ca	1,9	2,3	3,6	0,9	1,2
Na	6,7	8,0	7,9	3,9	4,1
K	3,2	2,9	2,0	3,7	3,7
Ti	0,3	0,4	0,3	0,6	0,5
P	0,3	—	0,05		
Mn	0,2	—	—		
O	167,0	167	167	170	171
OH	11,5	5,6	5,9	17,0	17,7

De ces analyses se dégage la constatation suivante : par rapport aux gneiss les niveaux migmatitiques contiennent plus de sodium et de calcium, moins d'éléments ferro-magnésiens et de potassium, ce qui traduit tout simplement le fait que le pourcentage de plagioclase y est plus élevé.

INTERPRÉTATION

A l'examen microscopique, on n'a absolument pas l'impression de l'envahissement par un matériel nouveau d'une trame gneissique pré-existante, et l'on ne peut qu'être frappé par les ressemblances plutôt que par les différences : les minéraux sont exactement les mêmes, la teneur en anorthite du plagioclase est à peu près constante ; les relations mutuelles des minéraux restent à peu près semblables ; simplement il y a davantage de feldspath calcosodique, et la schistosité cristallophyllienne tend à s'estomper. Tout cela évoque une remobilisation sur place des éléments du gneiss. Mais il faut alors expliquer la composition chimique des niveaux à faciès migmatitique, et nous voici, une fois de plus, aux prises avec la vieille alternative : la remobilisation a-t-elle eu lieu dans certains niveaux, dont la composition n'a pas changé, et parce que cette composition s'y prêtait particulièrement, ou bien y a-t-il eu, à la faveur ou même à l'origine de cette remobilisation, apport ou départ, ou échange de constituants chimiques ? Pour que le premier terme de cette alternative constitue une hypothèse défendable, il faudrait que la composition chimique observée puisse correspondre à quelque chose dans la série sédimentaire originelle. Est-ce le cas ici ?

Très peu de roches sédimentaires sont plus riches en sodium qu'en potassium, et le calcium n'est pas en général très abondant, sauf évidemment dans les séries calcaires, mais il n'en est pas question ici. Pour trouver des roches qui se rapprochent, par leur composition chimique, des niveaux migmatitiques dans nos gneiss, il faut s'adresser aux grauweekes.

3 : Niveau à faciès migmatitique. Fontmerle
4 : id. Grand-Quartier.

C : Grauwaacke éocène. Washington.
D : Moyenne de 5 grauweekes.
E : Moyenne de 30 grauweekes.

(Références C D E extraites de F.J. Petitjohn, 1948, p. 250).

	— 3 —	— 4 —	— C —	— D —	— E —
SiO ₂	68,25	67,20	65,05	64,2	68,1
Al ₂ O ₃	15,04	16,35	13,89	14,1	15,4
Fe ₂ O ₃	1,10	0,55	0,74	1,0	3,4 (a)
FeO	3,53	3,38	2,60	4,2	3,4
MgO	1,45	1,35	1,22	2,9	1,8
CaO	2,30	3,65	5,62	3,5	2,3
Na ₂ O	4,40	4,40	3,13	3,4	2,6
K ₂ O	2,37	1,70	1,41	2,0	2,2
TiO ₂	0,53	0,40	0,46	0,5	0,7
P ₂ O ₅	n.d.	0,10	0,08	0,1	0,2
MnO	0,05	tr.	0,11	0,1	0,2
H ₂ O+	0,90	0,95	2,30	} 2,2	} 2,1
H ₂ O—	0,10	0,05	0,28		
CO ₂			2,83	1,6	
C, ... S,			0,12		
Total	100,02	100,08	99,84	100,0	102,4

(a) Probablement erroné d'après Petitjohn, qui pense que la teneur en Fe₂O₃ doit être de 1 %, ramenant le total à 100.

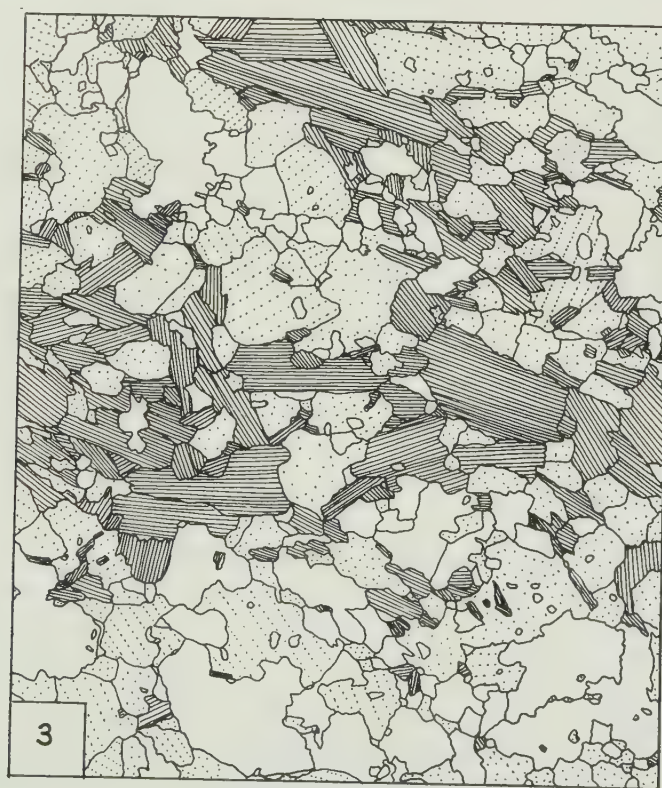
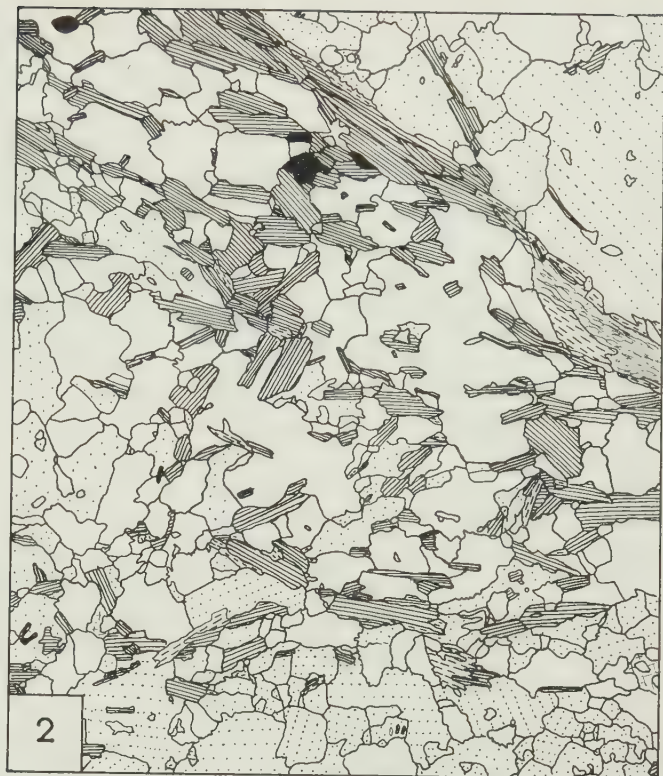


FIG. 3. — Structure en plaque mince des gneiss à biotite et sillimanite et des faciès migmatitiques intercalés ($\times 20$)

1. Gneiss à biotite et sillimanite. 500 m au nord-est de Bissieux.
2. Passée migmatitique dans les gneiss. Même gisement.
3. Anatexite plagioclasiq. Grand-Quartier.

Blanc : quartz. — Croisillons : microcline. — Ponctuation : plagioclase. — Hachures : biotite. — Tirets : muscovite. — Traits flexueux : sillimanite. — Noir : magnétite.

Le rapprochement est loin d'ailleurs d'être parfait, en particulier, la teneur en sodium demeure nettement plus élevée dans les faciès migmatitiques que dans les grauwackes. On n'échappe pas à la nécessité d'admettre au moins un apport sodique.

Enfin, il ne faut pas oublier que nous avons déjà rencontré, dans les micaschistes inférieurs de l'extrémité sud-ouest du Lyonnais, des phénomènes de ce genre, pour lesquels l'hypothèse de roches initiales prédestinées, de par leur composition originelle, à donner des gneiss très feldspathiques est encore moins satisfaisante. L'admettrait-on cependant, qu'on aurait alors à s'émerveiller de l'admirable coïncidence par laquelle le calcium et le sodium de ces roches primitives étaient juste dans les proportions voulues pour fabriquer, dans les micaschistes, de l'oligoclase acide ou de l'albite, dans les gneiss, de l'oligoclase voisin de An 25, c'est-à-dire très précisément les plagioclases les plus stables dans les zones de métamorphisme où ces roches ont été ensuite portées, et dans le cas des gneiss, celui-là même qu'on trouve dans les faciès normaux.

Une explication purement topo-chimique, quelque forte que soit la tentation au vu des structures microscopiques, ne paraît donc guère défendable.

Pour essayer de grouper tous ces faits de façon cohérente, on peut proposer la conception suivante : dans toute cette zone des gneiss, au cours même du métamorphisme, a régné un régime de mobilité chimique, qui s'est traduit par le remaniement plus ou moins accentué des éléments du gneiss, en particulier du quartz, qui forme des cristaux améboïdes un peu partout, pour le plus grand dommage des feuillets de biotite dont l'ordonnance en souffre. A certains niveaux, pour des raisons qu'il n'est guère possible de définir objectivement (voir à ce sujet, page 29, ces phénomènes de mobilisation s'accroissent, modifiant de fond en comble la texture de la roche, cependant que se fixait un apport métasomatique, à moins qu'il ne s'agisse de phénomènes d'échanges, plus conformes aux conceptions actuelles, et dont nous aurons bientôt un bel exemple en étudiant les faciès amphiboliques. Au stade le plus avancé, l'état physique de la roche devait lui-même évoluer, puisqu'on passe, à l'échelle de l'affleurement, à des textures tourbillonnaires ou même nébulitiques, suggérant une certaine plasticité ayant permis le brassage.

En ce qui concerne l'apport lui-même (compensé ou non par des départs correspondants), on peut remarquer qu'il ne doit pas être exclusivement cantonné dans les seuls niveaux particuliers dont il vient d'être question. En effet, le gneiss de Bissieux lui-même (Analyse 2) renferme plus de soude que de potasse, ce qui n'est à peu près jamais le cas dans les roches sédimentaires péritiques, dont il dérive selon toute vraisemblance ; même les niveaux gneissiques peuvent ainsi, de façon plus diffuse et moins spectaculaire, être affectés par la modification chimique.

Cela n'est d'ailleurs qu'une illustration concrète du processus mis en évidence de façon statistique par P. Lapadu-Hargues (1945 et 1949) : cette vaste migration des éléments à travers toute la série cristallophyllienne et qui aboutit en particulier à un enrichissement en soude des niveaux les plus superficiels, puis en soude et chaux pour les niveaux gneissiques. Dans cette optique les faciès enrichis en oligoclase ou albite dans les micaschistes, en oligoclase plutôt basique dans les gneiss, et qui répondent à la définition de « migmatites plagioclasiques » dans la terminologie proposée par J. Jung et M. Roques (1952), représentent des niveaux où cet apport ailleurs diffus a trouvé des conditions favorables pour se concentrer, en profitant de la mobilisation des éléments de la roche, ou en participant à son déclenchement. En somme, on n'aurait là qu'une expression particulière, et spectaculaire, des phénomènes de diffusion généralisés dans les séries métamorphiques, découverts statistiquement par P. Lapadu-Hargues (1945).

4° — LES AMPHIBOLITES DE RIVERIE ET DE LA GACHET ET LEURS FACIES MIGMATITIQUES

Une étude détaillée de ces roches ayant déjà paru (J. Peterlongo, 1955), je me bornerai ici à rappeler les principaux résultats énoncés dans cette note, sans entrer à nouveau dans le détail des calculs.

ASPECT SUR LE TERRAIN

Nous avons vu déjà qu'il existe deux niveaux distincts d'amphibolites, que nous pouvons appeler : « niveau de Riverie » et « niveau de La Gachet », du nom des localités les plus favorables à leur observation. Dans le niveau de Riverie, on rencontre pas mal d'amphibolites banales. En de nombreux points cependant on observe des aspects de migmatites, le plus souvent litées (faciès « embréchite à hornblende ») mais fréquemment aussi tourbillonnaires ou nébulitiques, et présentant ainsi la texture caractéristique des anatexites. Il reste d'ailleurs fréquemment des enclaves qui ont été peu affectées par les modifications chimiques et qui permettent d'avoir une idée au moins approximative de la composition initiale de la roche. Dans la carrière de Riverie, la roche présente le faciès « embréchite à hornblende » et renferme de nombreuses enclaves d'amphibolite peu modifiée sur lesquelles viennent buter les lits du faciès migmatitique. La régularité de la schistosité malgré la présence d'une foule d'enclaves laisse à penser que la modification chimique ne s'est pas accompagnée d'un changement de volume notable, ce qui implique nécessairement un processus d'échange plutôt que d'apport.

Le niveau de La Gachet se présente de façon quelque peu différente : on y observe des bancs de composition un peu variable, dont l'aspect rappelle souvent, de façon frappante, celui des embréchites des faciès alumineux normaux : lits de quartz et de feldspath grossièrement cristallisés alternant avec des lits à hornblende et biotite. Le grenat n'est pas rare. Des bancs ont résisté aux transformations métasomatiques, et sont encore constitués d'amphibolite banale.

ETUDE CHIMIQUE

Pour le niveau de Riverie, on a étudié plus spécialement une enclave de la carrière de Riverie, le gneiss amphibolique d'apparence migmatitique qui l'entoure, et pour compléter la comparaison, une amphibolite banale prise à 1 km de là, dans une zone non transformée, et enfin un échantillon plus profondément modifié encore que dans la carrière de Riverie.

- 5 : Amphibolite. Route de Ste-Catherine à Rive-de-Gier, à 1 km de Ste-Catherine (Rhône). An. C. Rouger 1952, Clermont.
- 6 : Enclave d'amphibolite. Centre de la carrière de Riverie (Rhône). An. C. Rouger 1952, Clermont.
- 7 : Gneiss à amphibole, migmatitique. Centre de la carrière de Riverie. An. C. Rouger 1952, Clermont.
- 8 : Gneiss à amphibole, migmatitique. Route de Ste-Catherine à Rive-de-Gier, Calvaire de Bessy (Rhône). An. F. Théron 1955, Clermont.

	— 5 —	— 6 —	— 7 —	— 8 —
SiO ₂	49,75	53,80	65,74	70,80
Al ₂ O ₃	14,10	16,39	16,57	14,95
Fe ₂ O ₃	2,50	3,50	1,82	1,52
FeO	7,35	6,15	2,24	1,45
MgO	10,90	4,60	2,40	1,67
CaO	10,92	7,60	4,60	2,04
Na ₂ O	2,41	3,99	4,20	4,95
K ₂ O	0,30	1,02	0,68	0,80
TiO ₂	0,76	0,51	0,21	0,55
P ₂ O ₅	0,32	0,30	0,30	0,07
MnO	0,18	0,17	0,10	0,05
H ₂ O+	0,48	1,45	1,14	0,47
H ₂ O—	0,18	0,10	0,18	0,46
Total	100,15	99,58	100,18	99,78

Le bilan de l'échange se solde par une augmentation notable de la teneur en silicium et en sodium, par une diminution correspondante du fer, du magnésium et du calcium. Aluminium et potassium ne jouent aucun rôle important.

Dans le niveau de La Gachet, faute d'analyses chimiques, on a essayé d'évaluer la composition approximative des échantillons par des mesures volumétriques à la platine intégratrice. Les erreurs systématiques dues aux formules attribuées de façon assez arbitraire à la hornblende et à la biotite, sont les mêmes dans tous les cas et n'empêchent pas la comparaison. Les écarts observés sont assez grands pour être significatifs, malgré l'imprécision du procédé.

Voici les résultats, exprimés en pourcentage de cations :

- I — Amphibolite, La Gachet (Loire).
 II — Embréchite à biotite et hornblende. Même gisement.
 III — — id —
 IV — — id —

	I	II	III	IV
Si	51	64	68	71
Al	17	16	15	14
Fe Mg	16	6	4	4
Ca	9	4	3	2
Na	7	9	9	8
K	0	1	1	1

Là encore, le phénomène principal est l'enrichissement en silice, compensé par un départ de fer et magnésium et de calcium. Il y a quelques différences avec les faits observés à Rivière : ici, pas d'apport de sodium ou bien faible, léger départ d'alumine si toutefois le faible écart constaté n'est pas dû à l'incertitude des mesures, et enfin intervention d'un très faible enrichissement en potassium.

ETUDE MICROSCOPIQUE

Les compositions minéralogiques des roches étudiées sont les suivantes, en pourcentage volumétrique.

	5*	6*	7*	8*	I	II	III	IV
Quartz.....	4	5	29	27	3	27	35	42
Plagioclase.....	28	48	62	67	46	56	53	48
Hornblende verte.....	61	44	7	5	47	11	5	1,5
Augite.....	7							
Biotite.....			2			5,5	6	7,5
Chlorite.....						0,5		
Grenat.....					1,5		1	1
Mineral (ilménite, magné- tite).....		2		1	1			
Divers (sphène, apatite, etc...).....		1			1,5			
	100	100	100	100	100	100	100	100
Nature du feldspath.....	An ₄₂	An ₃₀	An ₂₅	An ₂₅	An ₃₇	An ₃₆	An ₃₅	An ₃₆

* Ces numéros reportent aux échantillons analysés par voie chimique.

En considérant la répartition des éléments dans les minéraux, et en la confrontant avec les analyses chimiques de la carrière de Riverie, on arrive aux conclusions suivantes **: le quartz représente non seulement l'apport de silice, mais aussi une partie de la silice libérée par la destruction de la hornblende au moment du départ du fer, du magnésium et du calcium. Le reste de cette silice, et l'alumine libérée, servent avec l'apport de sodium à former du plagioclase. Le calcium libéré par destruction de l'amphibole n'y participe guère : il émigre en totalité ou presque.

Dans le cas de La Gachet, faute d'apport sodique, l'alumine libérée ne peut s'employer à former du plagioclase. Aussi semble-t-elle émigrer, tandis que la roche conserve le même pourcentage de plagioclase à composition constante.

La structure microscopique confirme le processus d'échange : dans les amphibolites banales, la structure est granoblastique. Mais dans les faciès migmatitiques, la hornblende fait figure de relique, corrodée par le quartz qui se développe en cristaux améboïdes à contours très sinueux. Comme l'amphibole qui se résorbe n'est remplacée par aucun minéral de néoformation contenant du fer et du magnésium, force est bien d'admettre le départ de ces éléments, tandis que le développement du quartz dans l'amphibolite transformée, et son caractère corrosif, soulignent bien l'introduction du silicium.

** Voir le détail des calculs dans la note citée (J. Peterlongo, 1955).

INTERPRÉTATION

On peut formuler au sujet des apports métasomatiques qui viennent modifier la roche une hypothèse simple, à la lumière des phénomènes que nous avons relevés dans les gneiss. L'enrichissement en sodium en effet peut être considéré comme une autre manifestation du vaste courant général de migration de cet élément qui traverse les strates cristallophylliennes.

Quant à l'apport de silicium, on peut le rapprocher de la mobilité dont fait preuve la silice dans les gneiss (voir paragraphe précédent) et surtout dans les leptynites, très riches en quartz et qui dans la série cristallophylienne ne sont pas très loin en-dessous des amphibolites. Cette mobilisation conduirait à une répartition plus uniforme, la silice remise en mouvement se fixant à nouveau aussi bien dans des faciès riches en quartz que dans les amphibolites qui n'en sont pas pourvues à l'origine et qui se mettent ainsi à en contenir. En somme, ce serait un pas vers l'atténuation des différences entre bancs de compositions diverses. Nous retrouverons plus tard, au sujet des anatexites à cordiérite, sous une forme plus généralisée, cette homogénéisation à l'échelle régionale, ce qui corrobore l'hypothèse formulée ici.

5°. — LES PERIDOTITES SERPENTINISEES

Peu répandues, en affleurements minuscules et mauvais, ces roches incluses dans les gneiss à biotite et sillimanite, et constituées de restes d'olivine enchassés dans un réseau d'antigorite et chrysotile parsemé de spinelle picotite, ne mériteraient pas de mention spéciale, si l'on ne relevait au contact des gneiss une bordure réactionnelle constituée par un liseré de gédrite du côté de la péridotite, et d'une phyllite gonflante dont l'aspect est celui de la biotite, du côté du gneiss. Dans un filon étiré et plus ou moins débité par des fissures en masses ovoïdes encore jointives, on voit la gédrite se développer à partir des fissures autour de chaque bloc. Ce genre de phénomène a déjà été décrit minutieusement par M. Chenevoy (1950) au Chatelet (Creuse), et retrouvé souvent depuis par exemple à Lempdes (Tung et Maisonneuve, 1952) et en de nombreux gisements en Haute-Loire (F.H. Forestier, 1956). Les phénomènes d'échanges qu'impliquent ces bordures réactionnelles, témoignent à leur tour en faveur d'une assez grande mobilité chimique dans les gneiss inférieurs du Lyonnais.

6°. — LES LEPTYNITES A BIOTITE DE SAINT-ANDRE-LA-COTE

Sur le terrain, l'aspect est assez variable. Il s'agit parfois d'une leptynite rose à grain fin et pauvre en mica, mais le plus souvent, l'allure en est peu ou prou migmatitique : la plupart du temps, la roche a une apparence assez hétérogène : des lits sont franchement leptyniques, à grains fin ; d'autres cristallisés un peu plus grossièrement, prennent un faciès d'apparence embréchitique cependant que dans d'autres bancs les alignements de biotite eux-mêmes perdent de leur netteté pour devenir tourbillonnaires ou nébulitiques, ou même, sans perdre leur orientation, se disperser dans une masse assez homogène très semblable d'aspect à une sorte de granite à grain fin, un peu orienté.

De très nombreux filons granitiques ou pegmatitiques recoupent les bancs, ajoutant ainsi à l'aspect le plus souvent confus de cette zone, où les faciès complètement remobilisés alternent et voisinent avec d'autres qui ne le semblent guère et où par surcroît les affleure-

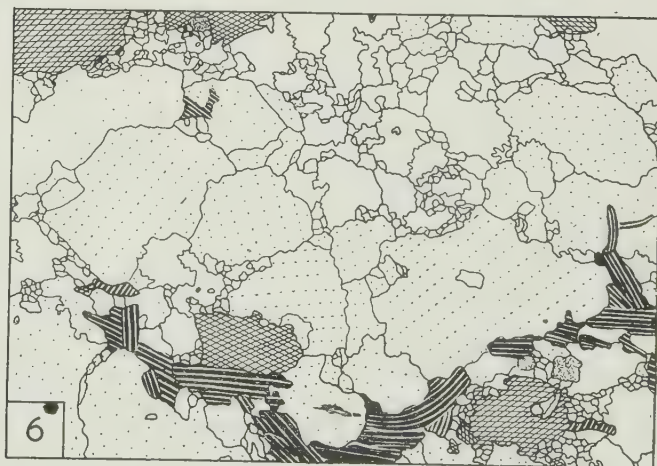
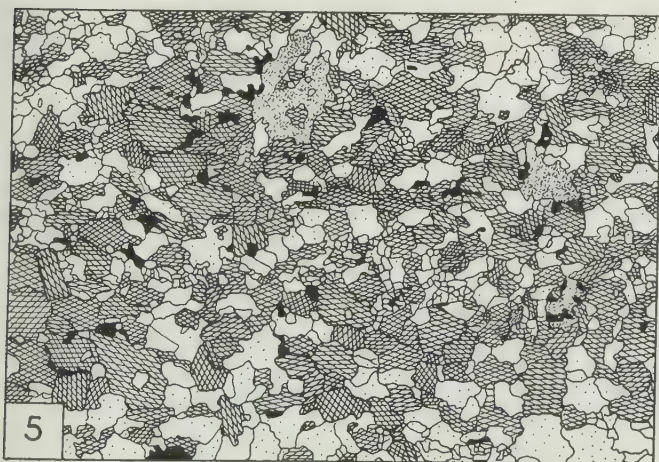
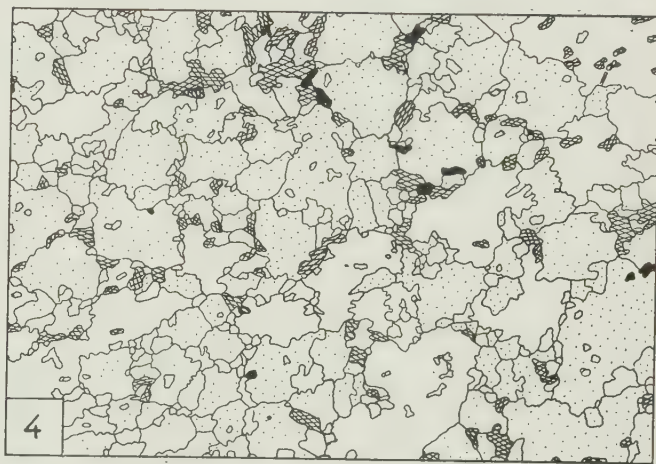
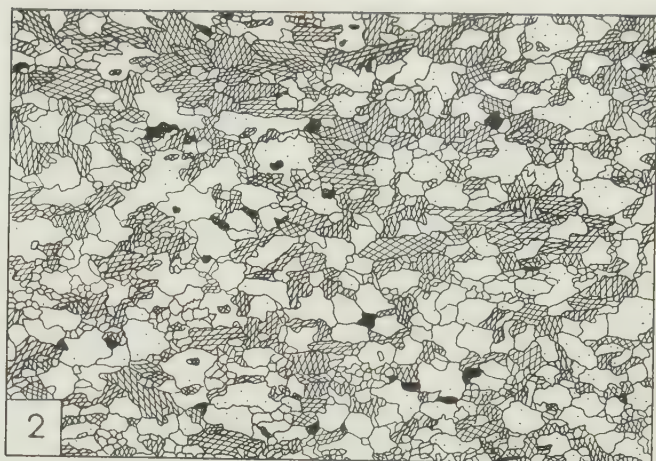
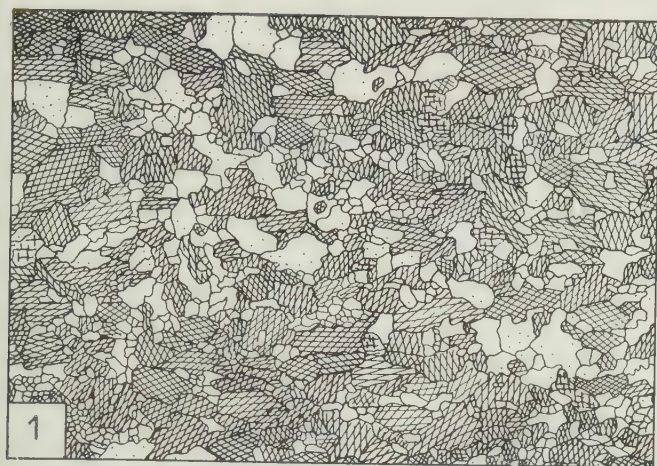


FIG. 4. — Amphibolites et migmatites d'amphibolites de Riverie et de La Gachet.

- I. — Amphibolite. 1 km au sud de Sainte-Catherine.
- II. — Enclave d'amphibolite — Carrière de Riverie.
- III. — Gneiss à amphibole (migmatite) — Carrière de Riverie.
- IV. — Gneiss à amphibole. Calcaire de Bessy (S. Ste-Catherine).
- V. — Amphibolite. La Gachet.
- VI. — « Embréchite » à biotite et hornblende. La Gachet.

Blanc : quartz. — Points lâches : plagioclase. — Hachures croisées : hornblende.
Points serrés : grenat. — Noir rayé de blanc : biotite. — Noir : minéral.

ments sont généralement mauvais, car la roche est très fissurée, comme le sont beaucoup de roches à grain fin qui se débitent en petits parallélépipèdes, limités par des joints où progresse l'altération.

Enfin, et surtout dans la partie orientale, de minces niveaux amphiboliques sont intercalés dans les leptynites.

POSITION ZONÉOGRAPHIQUE

De par leur faciès propre, il est difficile d'assigner à ces roches une place dans la zonéographie. On peut cependant le faire indirectement : les leptynites apparaissent sous une épaisse série de gneiss à biotite et sillimanite. Sous elles, c'est-à-dire affleurant au nord et même intercalées avec elles vers leur base, apparaissent des assises, assez réduites mais bien caractéristiques, de gneiss où la cordiérite et le grenat abondent et coexistent avec la biotite et la sillimanite. Ces faciès, qui seront étudiés plus spécialement au chapitre suivant, représentent selon toute vraisemblance une partie très profonde des gneiss inférieurs, annonçant la zone des gneiss ultra-inférieurs, où la biotite tend à disparaître au profit de la cordiérite et de l'orthose (J. Jung et M. Roques, 1952). Les leptynites à biotite nous apparaissent donc intercalées vers la base de la zone des gneiss inférieurs.

COMPOSITION DES LEPTYNITES

Le tableau ci-dessous donne en pourcentage volumétrique la composition minéralogique de 7 échantillons caractéristiques du faciès, dont voici les localisations :

- I : 2,2 km au nord-ouest de Saint-André-la-Côte (Rhône).
- II : 1,8 km à l'est d'Orliénas (Rhône). (Analyse 9).
- III : St-Laurent d'Agny (ancienne gare) (Rhône).
- IV : St-André-la-Côte (cimetière) (Rhône) (Analyse 10).
- V : Vergnassière, 1 km au nord de Ste-Catherine (Rhône).
- VI : 1 km au sud-est de Marcenod (Loire).
- VII : Carrière du Rieux, entre St-Martin-en-Haut et Ste-Catherine (Rhône).
(Cet échantillon vient d'un septum dans les anatexites à biotite.)

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Quartz.....	23	46	45	38	39	36	32
Microcline.....	20	7	22	24	27	20	22
Plagioclase.....	38	32	28	26	26	34	30
Biotite.....	18,5	6	4	8	5	8	15
Grenat.....	0,5	9	1	3	3	2	1
Cordiérite.....				1			
2 V du microcline.....	—80			—60	—70	—80	—70
Plagioclase.....	An ₂₅			An ₂₅	An ₂₅	An ₂₀	An ₂₅

On peut ainsi fixer la composition-type de ce faciès comme suit :

36 % de Quartz.

22 % de Microcline anorthose (-2 V moyen un peu inférieur à 70°).

30 % de Plagioclase (valeur la plus fréquente : $An_{0,5}$: oligoclase basique).

10 % de Biotite.

2 % de Grenat.

Minéraux accessoires : apatite, zircon, magnétite.

Parfois un peu de muscovite ou un peu de cordiérite.

Deux analyses chimiques ont également été exécutées, l'une sur un échantillon à composition voisine de la moyenne (échantillon IV), l'autre sur un échantillon un peu aberrant des environs d'Orliénas (échantillon II).

(Analyses nouvelles J. Orliac, Clermont, 1957 et 1958.)

9. — Echantillon II (Orliénas).

10. — Echantillon IV (Saint-André-la-Côte).

	— 9 —	— 10 —	
SiO ₂	72,70	69,80	
Al ₂ O ₃	14,05	15,10	Paramètres C.I.P.W.
Fe ₂ O ₃	2,30	3,20	
FeO	1,60	1,50	Ech. II : I (II).3.2.4
MgO	2,55	1,40	
CaO	1,45	1,95	Ech. IV : I'.3.2.3.
Na ₂ O	2,75	2,45	
K ₂ O	1,80	3,50	Rapport Or/Pl.
TiO ₂	0,25	0,25	
P ₂ O ₅	0,20	0,30	Ech. II : 0,35
MnO	tr.	0,10	Ech. IV : 0,73
H ₂ O+	0,50	0,50	
H ₂ O—	0,05	0,05	
	100,20	100,10	

ETUDE MICROSCOPIQUE

La structure est le plus souvent hétérogranulaire. Il existe une sorte de « fond » cristallisé finement, à structure granoblastique, et constitué par du quartz et des feldspaths (microcline et plagioclase). Dans ce matériau se développent des cristaux plus gros, comparables à des phénoblastes bien que leur taille ne dépasse guère quelques millimètres, de microcline et surtout de quartz. Ces derniers sont allongés, et affectent un contour améboïde, s'insinuant entre les cristaux du fond granoblastique.

La biotite est disposée en traînées, et le grenat, en très petits cristaux ronds, à peine visibles à l'œil nu, est en général à proximité de ces traînées.

L'existence des porphyroblastes allongés de quartz rapproche les roches du Lyonnais d'autres leptynites situées également dans des zones de métamorphisme très profondes : granulites de Saxe, leptynites de Mauritanie, leptynites de Fort-Dauphin à Madagascar (J.M. Laubard, 1953, p. 23 et 46).

INTERPRÉTATION

La présence de cristaux d'allure « envahissante » de quartz et microcline dans un fond plus fin semblerait s'expliquer au mieux en admettant qu'il s'agit là d'un apport métasomatique extérieur à la roche.

En réalité, cette supposition ne semble pas nécessaire, ni imposée par les faits.

Tout d'abord, ce comportement particulier du quartz et du microcline est plus ou moins accusé : il l'est parfois assez peu, dans certains des échantillons qui ont été soumis à l'analyse modale (I et VI) ; on ne relève pas pour autant une chute brutale de la teneur en microcline. Autrement dit, les faciès d'apparence la moins métasomatique ne sont pas moins riches en microcline. Dans l'échantillon II, où ce minéral est relativement très peu abondant, le quartz lui très développé, forme en abondance de ces cristaux envahissants. Plus encore : dans des couches de gneiss à grenat et cordiérite intercalées dans la base des leptynites, le quartz se dispose aussi en gros cristaux allongés et améboïdes. Mais le microcline est pratiquement absent de la roche.

Si donc les cristaux plus gros de quartz et de microcline étaient le résultat d'un apport, il faudrait admettre que seules les roches déjà riches en microcline s'enrichissent en microcline, les roches riches en quartz (comme l'échantillon II) s'enrichissant encore surtout en quartz, cependant que les roches à composition de gneiss se voient privées de tout apport de microcline.

Il est beaucoup plus logique de penser que l'apparition de ces cristaux plus gros dans une mésostase plus fine est le résultat d'une remobilisation des éléments sur place, telle que nous l'avons déjà rencontrée dans les gneiss à biotite et sillimanite où le quartz, rappelons-le, affectait déjà ces formes améboïdes et envahissantes.

Ainsi, dans une roche contenant originellement peu de microcline (cas du gneiss à cordiérite, ou de l'échantillon II), la remobilisation commençante se traduira par l'apparition de petits phénoblastes de quartz, tandis que le microcline s'y joindra dans les roches qui, à l'origine, en contenaient une proportion notable.

D'autres considérations cependant incitent à plus de prudence, et à nuancer quelque peu cette proposition abrupte. Sur le terrain en effet, on voit les leptynites passer aux anatexites à biotite, et l'étude pétrographique nous montrera que ce passage s'accompagne d'un accroissement de la teneur en microcline, difficile à interpréter si l'on ne fait intervenir une métasomatose potassique. Bien sûr, par son aspect et ses propriétés optiques, le microcline des anatexites n'est pas tout à fait semblable à celui des leptynites, qui est moins bien mâclé et dont l'angle d'axes généralement plus faible indique probablement une teneur en soude plus élevée. Mais il est quand même difficile d'affirmer catégoriquement que, si près d'un processus métasomatique caractérisé, les roches n'en ont pas été affectées le moins du monde. Peut-être les niveaux leptyniques d'aspect le plus migmatitique, et renfermant plus de microcline, mieux quadrillé, que le faciès banal, ont-ils subi un certain enrichissement potassique ; peut-être même toutes les leptynites en sont-elles légèrement affectées. Ce qui me paraîtrait injustifié, ce serait de considérer *tout* le microcline des leptynites, et de même tous les petits phénoblastes de quartz, sous prétexte qu'ils ont un comportement un peu singulier, comme des matériaux venus d'ailleurs, alors que ces aspects peuvent trouver une explication à mon sens plus satisfaisante dans une remobilisation sur place des éléments, accompagnés ou non de la fixation d'un apport diffus, pondéralement très peu important.

Dans ces conditions, on peut essayer de chercher quelles roches originelles ont pu donner naissance à ces leptynites, au cours du métamorphisme. On peut se tourner soit du côté des roches éruptives quartziques, soit du côté des roches sédimentaires arénacées.

En faveur de l'origine sédimentaire, on peut citer les faits suivants :

- les leptynites passent par alternances aux gneiss d'origine manifestement pélitique sous-jacents et même envahissent latéralement les assises gneissiques vers l'est, jusqu'à englober le niveau amphibolique de Riverie qui s'y poursuit et s'y amortit,
- de minces niveaux qui sont presque des quartzites y sont intercalés (ainsi à 2 km au nord-ouest de Mornant).

Cependant les roches purement sédimentaires dont la composition rappelle celle de nos leptynites sont les arkoses et grès arkosiques. Or il est malaisé d'admettre cette origine dans le cas qui nous intéresse. On ne rencontre guère en effet, dans les séries stratigraphiques, des épaisseurs de grès arkosiques homogènes de plusieurs milliers de mètres. Même en admettant (ce qui n'est pas mon avis) que les feldspaths de nos leptynites sont d'origine métasomatique, et qu'alors ces roches peuvent dériver de grès quartzeux ordinaires, on se rend compte rapidement en passant en revue les séries gréseuses très puissantes décrites par la Stratigraphie (on peut citer à ce sujet les grès de Torridon, dans l'Antécambrien, les Vieux et les Nouveaux Grès rouges du Dévonien et du Permien, les Grès du Karoo, et ceux plus récents du Kalahari), que ces dernières sont toutes continentales, et en général désertiques.

Parmi les grès d'origine marine plus ou moins bien caractérisée (lingula-flags du Cambrien d'Angleterre, grès de l'Ougarta dans le Cambrosilurien du Maroc, Millstone Grit du Carbonifère anglais), on ne rencontre guère des épaisseurs supérieures à 1.000 ou 1.500 au maximum ; le faciès détritique subsident marin est le Flysch, et non pas les grès seuls, sans alternances schisteuses, et encore moins les arkoses.

Or nos leptynites, sans même tenir compte du fait que les anatexites à biotite, comme nous le verrons, en dérivent probablement, représentent une épaisseur d'au moins 3.000 mètres, et vraisemblablement davantage. En outre, leur passage ménagé vers le haut, vers le bas et latéralement aux gneiss présentant un faciès géosynclinal, ne permet pas d'en faire des formations d'origine continentale, comme c'est le cas pour toutes les séries gréseuses de puissance comparable.

Il ne reste guère qu'une solution possible, celle de considérer les leptynites du Lyonnais comme une ancienne et épaisse série de tufs pyroclastiques acides. Leur composition actuelle est celle d'une rhyolite monzonitique, avec parfois une tendance dacitique (ainsi l'échantillon II, d'Orliénas, dont la composition actuelle est celle d'une rhyolite akéritique, pas très éloignée d'une dacite). Bien entendu, les analyses citées ne peuvent donner qu'une idée très approximative de la composition initiale, à cause des migrations chimiques diffuses dont nous avons déjà abondamment parlé au cours des pages précédentes.

Ces tufs, émis en bordure ou même dans le géosynclinal, auraient été plus ou moins remaniés, transportés, ressédimentés, acquérant ainsi des caractères mixtes mi-sédimentaires mi-éruptifs, à la manière des tufs rhyolitiques dits « anthracifères » du Viséen dans le Massif Central. De telles formations peuvent être très épaisses. Rappelons à ce sujet que les leptynites de l'anticlinal de Tulle, dans le Bas-Limousin, d'épaisseur comparable à celles du Lyonnais, ont dû, elles aussi, être rapportées à des formations éruptives acides (M. Roques, 1941 ; R. Giraudon, 1955).

7°. — LES ANATEXITES A BIOTITE DE GREZIEUX LA VARENNE

ASPECT SUR LE TERRAIN

L'association étroite des leptynites avec les anatexites à biotite, que nous révèle à l'échelle régionale la répartition des faciès sur le terrain, se retrouve dans le détail des affleurements, et presque tous les septums non transformés que l'on rencontre dans celles-ci sont des leptynites, très semblables à celles qui viennent d'être décrites. Les anatexites elles-mêmes, de couleur blanche ou rose, ont le plus généralement une texture très caractéristique où la biotite, en lits discontinus, dessine des arabesques et des méandres compliqués, ou même se disperse pour donner à la roche l'aspect nébulitique. Bien souvent leur grain est fin et leur allure un peu saccharoïde, ce qui donne à la roche un faciès évoquant une fois de plus les leptynites.

COMPOSITION

Deux analyses chimiques ont été faites dans ces roches.

- 11: Anatexite à biotite. Carrière du Rieux, à 3 km5 au N-NW de Ste-Catherine (An. J. Orliac).
12: Anatexite à biotite. Chatelus (An. Y. Chaleil).

	— 11 —	— 12 —	
SiO ₂	72,25	67,85	Paramètres C.I.P.W.
Al ₂ O ₃	15,00	17,23	Carrière du Rieux : I. 3 (4). '2.3
Fe ₂ O ₃	0,45	1,15	Chatelus : I'. '4. '2. 3
FeO	1,75	2,48	
MgO	0,55	1,40	Or /Pl.
CaO	1,25	1,25	Carrière du Rieux : 1,06
Na ₂ O	2,65	3,15	Chatelus : 0,78
K ₂ O	4,85	4,10	
TiO ₂	0,25	0,45	Composition d'un granite
P ₂ O ₅	0,15	0,15	hololeucocrate calco-alcalin
MnO	tr.	0,05	orthosi-plagioclasique.
H ₂ O +	0,25	0,70	
H ₂ O -	0,05	0,13	
Total	99,45	100,09	

Pour compléter ces indications trop isolées, et apprécier les variations possibles, on a fait plusieurs mesures volumétriques de la composition minéralogique. En voici les résultats :

- 150 m. E-SE de Dommartin (Rhône).
- 500 m. N-NW de Limonest (Rhône).
- 1,4 km N-NE de Grézieux-la-Varenne (Rhône).
- Carrière du Rieux. Entre St-Martin-en-Haut et Ste-Catherine (Rhône).
- La Rivoire. 2,5 km au S-SW du Larajasse (Rhône).
- Chavagneux. 3 km au N de Ste-Catherine (Rhône).
- 600 m. au S de l'Aubépin (Rhône).
- 800 m. au S-SE de Marcenod (Loire).
- Pierre-la-Bauche, 2 km au SW de Fontanès (Loire).

	a	b	c	d	e	f	g	h	i
Quartz	30	35	33	29	28	31	30	42	36
Microcline	33	30	33	32	38	33	40	23	35
Plagioclase	29	24	33	30	29	28	24	27	26
Biotite	6	8	1	8	4	8	6	8	3
Muscovite	2	3		1					
Grenat					1				
— 2 V du microcline	— 70	— 80	— 80	— 75 à — 80	— 80	— 80	— 80	— 80	— 80 env.
Nature du plagioclase	An ₂₂	An ₂₂	An ₂₅	An ₂₀	An ₂₅	An ₂₀		An ₂₂	An ₂₄

La composition minéralogique moyenne s'établit donc comme suit :

32 % de Quartz.

33 % de Microcline (pauvre en soude : l'angle d'axe est grand).

28 % d'Oligoclase moyen, à tendance basique (moyenne : An₂₂).

6 % de Biotite.

1 % de Muscovite, Apatite, Zircon, Grenat, Ilménite, Magnétite.

STRUCTURE

Elle est conforme à ce qu'on trouve d'ordinaire dans ce genre de roches. Quartz et feldspaths constituent des grains de taille très variable, et fortement engrenés entre eux, cependant que les micas forment des traînées, parfois amincies à l'extrême et discontinues, dessinant des cloisons sinueuses autour des assemblages de quartz et de feldspath.

INTERPRÉTATION

Le point qui me semble essentiel, pour interpréter ce faciès, est sa liaison étroite avec les leptynites, aussi bien à l'échelle du terrain (panneaux de leptynites dans les anatexites, passage latéral des unes aux autres par une sorte d'intrication de faciès) qu'à l'échelle de l'affleurement (tous les septums sont leptyniques). L'aspect même des anatexites évoque souvent ces roches.*

De telles constatations amènent à penser que les anatexites à biotite dérivent de leptynites analogues à celles de la région de Saint-André-la-Côte.

Les phénomènes de remobilisation du quartz et du microcline dans les leptynites peuvent faire entrevoir une hypothèse simple et assez plaisante, parallèle aux faits observés dans les faciès à cordiérite (voir chapitre suivant) : à savoir que les anatexites à biotite ne seraient peut-être dues qu'à la remobilisation totale, et non plus seulement partielle, des éléments contenus dans les leptynites, sans apport ou échange chimique avec l'extérieur.

Cependant, l'étude pétrographique amène à nuancer cette manière de voir. Les affleurements dans les deux types de formations ne sont ni assez continus, ni assez frais pour qu'on puisse, au moyen d'un échantillonnage systématique, se faire une idée de la composition chimique globale de chaque ensemble, comme cela sera possible pour les gneiss inférieurs et les anatexites à cordiérite en dérivant.

Mais les observations de terrain et les analyses modales montrent que la composition de chacun des deux groupes est relativement homogène. On peut donc, au moyen des analyses modales et chimiques disponibles, essayer de comparer les deux formations.

Voici donc ci-dessous rapprochés les résultats suivants :

Analyses modales exprimées en pourcentages volumétriques.

A. — Composition moyenne des leptynites.

B. — Composition moyenne des anatexites à biotite

Analyses chimiques, exprimées en pourcentages d'atomes.

1 — Leptynite de Saint-André-la-Côte (*).

2 — Anatexite de la Carrière du Rieux (*)

3 — Anatexite de Chatelus.

	— A —	— B —
Quartz	36 ⁰ ₀	32 ⁰ ₀
Microcline	22 ⁰ ₀	33 ⁰ ₀
Oligoclase	30 ⁰ ₀	28 ⁰ ₀
Biotite	10 ⁰ ₀	6 ⁰ ₀
Grenat	2 ⁰ ₀	—
Muscovite et divers	—	1 ⁰ ₀

	— 1 —	— 2 —	— 3 —
Si	66,4	68,5	63,8
Al	16,9	18,7	19,1
Fe ⁺⁺⁺	2,3	0,3	0,8
Fe ⁺⁺	1,2	1,4	2,0
Mg	2,0	0,8	2,0
Ca	2,0	1,2	1,2
Na	4,6	4,9	5,8
K	4,2	5,9	5,0
Ti	0,2	0,2	0,3
P	0,2	0,1	0,1
O	172	172	169
OH	3,2	1,6	4,3

(*) N. B. — La composition modale des échantillons de Saint-André et du Rieux correspondent à très peu de chose près à la composition moyenne de chacun des groupes, ce qui donne une portée plus générale à la comparaison de leurs analyses chimiques.

L'augmentation de 11 % de la teneur volumétrique en microcline lorsqu'on passe d'un groupe à l'autre, et le fait que ce dernier minéral semble, d'après ses propriétés optiques, plus proche d'un vrai microcline, pauvre en sodium, dans les anatexites, suggère que la transformation est essentiellement une métasomatose potassique.

Tout en confirmant l'existence de cette dernière, les analyses montrent également son peu d'importance quantitative : 1,7 % seulement de différence entre pourcentages d'ato-

mes de potassium en passant d'une leptynite moyenne à une anatexite moyenne. Par surcroît, des anatexites à faciès tout aussi caractéristique (Chatelus) ne contiennent que 0,8 % d'atomes de potassium de plus qu'une leptynite moyenne.

On pourrait faire des remarques analogues pour chacune des différences entre les deux groupes (enrichissement en silice, en sodium, appauvrissement en fer, magnésium, calcium).

En définitive, la transformation des leptynites en anatexites à biotite requiert une métasomatose potassique, et peut-être siliceuse, compensée, semble-t-il, par un appauvrissement concomitant en fer, magnésium et calcium. Mais ces changements chimiques sont faibles, à tel point qu'on peut mettre en doute tel ou tel d'entre eux ; ce n'est pas l'apport matériel qu'ils représentent qui a pu modifier de fond en comble la texture et la structure de la roche en se superposant simplement à une trame restée passive. Le phénomène essentiel, dans ce cas particulier tout au moins, consiste plutôt dans la remobilisation des minéraux des leptynites, accompagnée, peut-être même déclenchée, par des phénomènes de métasomatose potassique, dont les faits semblent bien confirmer l'existence, mais dont les effets *directs* sur le faciès actuel de la roche ne sont qu'accessoirs.

8°. — LES GNEISS A CORDIERITE DE LA JASSERANDIERE

ASPECT SUR LE TERRAIN

Le long de l'étroite zone d'affleurement de ce faciès, on rencontre des gneiss le plus souvent bien feuilletés, n'évoquant pas, comme les gneiss-anatexites plus internes, l'apparence d'une migmatite. La roche est cristallisée de façon assez grossière, et l'on y distingue facilement la cordiérite à l'œil nu, et souvent le grenat. Cela évoque les kinzigites.

Vers le sommet de la série, le passage se fait vers les leptynites, dont les bancs les plus inférieurs présentent, alternant avec des leptynites du type habituel, dans la région de Saint-André-la-Côte, des gneiss à cordiérite, biotite et grenat, mais assez riches en quartz, et un peu leptyniques eux-mêmes.

ETUDE MICROSCOPIQUE

Souvent, ces faciès sont très riches en minéraux alumineux, et contiennent en grande quantité, outre la biotite, de la cordiérite, de la sillimanite et du grenat, au point que ces minéraux sont parfois plus abondants que le quartz ou les feldspaths. Parmi ces derniers, on observe du microcline d'aspect à peine moiré en lumière polarisée, ce qui accompagne usuellement une notable teneur en soude, et de l'oligoclase basique (de l'ordre de An_{25}). La structure peut se décrire ainsi : quartz en agrégats xénomorphes de cristaux fortement engrenés corrodant quelque peu les feldspaths de forme plus simple ; biotite, sillimanite en feutrage de baguettes (plus épaisses que les aiguilles des gneiss à biotite et sillimanite) et cordiérite xénomorphe, étroitement associées et formant des lits parallèles déterminant la texture gneissique de la roche. La cordiérite cependant ne se trouve pas que là, et se développe aussi un peu partout dans la roche, au milieu du quartz et du feldspath, sous forme de granules arrondis.

Dans les faciès de passage aux leptynites, le quartz, plus abondant, forme des cristaux améboïdes et allongés, comme dans ces roches. Mais à la différence de celles-ci, le microcline y est rare et ne forme pas de tels cristaux.

INTERPRÉTATION

L'interprétation la plus simple serait évidemment de penser qu'il y avait là à l'origine, un schiste alumineux, avec une teneur assez notable en fer, magnésium et calcium. Les kinzigites, roches bien proches du faciès qui nous intéresse, sont en effet habituellement considérées comme des paragneiss. Il est possible en effet qu'il s'agisse ici de cela, et rien de plus.

Pourtant, la position de ce mince niveau si riche en magnésium (en fer aussi accessoirement) juste au-dessus des anatexites à biotite, ne peut manquer de suggérer très fortement l'accumulation de cordiérite notée par C.E. Wegmann (1935, pp. 327-328) en avant du « front des migmatites ».

On peut objecter à cela que les anatexites se sont apparemment constituées aux dépens des leptynites, et que dans ce cas, l'expulsion de fer et de magnésium au moment de leur mise en place n'a pas dû être bien considérable, ainsi que le révèle la comparaison chimique de ces roches. Elle semble exister cependant, si faible qu'elle soit ; or le niveau à cordiérite est mince, et la masse des anatexites grande. Si tout le magnésium chassé ou seulement une partie notable est venu se concentrer ici, il y en a largement assez.

Il est d'ailleurs possible que les deux hypothèses émises ci-dessus se complètent, et que le fer et le magnésium déplacés par la métasomatose potassique se soient concentrés dans un niveau primitivement schisteux, où ils trouvaient l'alumine nécessaire pour se fixer sous forme de cordiérite et de grenat.

On peut même se risquer à envisager que c'est précisément parce que ces niveaux étaient exceptionnels dans la zone immédiatement sus-jacente aux anatexites, que l'on a pu obtenir une concentration de ce genre, qui est loin d'être générale, parce que souvent, elle se dilue dans une plus grande masse de schistes alumineux, et cesse alors de nous être perceptible. Tout ceci est évidemment très hypothétique.

9°. — LES GNEISS-ANATEXITES A CORDIERITE DE CHEVRIERES

ASPECT SUR LE TERRAIN

Il s'agit là d'une formation peu commode à caractériser, de faciès intermédiaire entre gneiss et anatexites. Des gneiss, on retrouve l'allure générale en bancs, mais dans le détail, on voit souvent les lits de biotite devenir tourbillonnaires, voire nébulitiques ; la foliation du gneiss ainsi se perd. Des passées franchement grenues sont même fréquentes. Ailleurs par contre, et parfois sur des étendues notables (environs de Larajasse, entre Pont Colas et le Nézel) c'est le faciès gneiss qui domine. On s'achemine ainsi, mais non sans à-coups ni récurrences, vers les anatexites grenues de Saint-Symphorien, dont il sera bientôt question. Cette zone de passage indécise est épaisse de plusieurs kilomètres.

ETUDE MICROSCOPIQUE

Les faciès franchement gneissiques ont une structure assez banale où la cordiérite se trouve étroitement liée aux lits de biotite, ou bien répandue à travers toute la roche en grains arrondis. Les feldspaths (oligoclase et microcline) ont des formes relativement simples, mais sont plus ou moins corrodés par le quartz, en amas xénomorphes à cristaux engrenés.

Les passées franchement grenues se rapportent aux anatexites grenues qui seront décrites plus loin.

Restent les faciès intermédiaires, mi-gneiss, mi-anatexites. En lame mince, on y voit quartz et feldspaths, passablement engrenés entre eux, se développer au milieu des lits de biotite, cordiérite et sillimanite, déterminant ainsi une structure à cloisons. Le microcline englobe des paillettes de biotite. L'ordonnance des lits micacés en est progressivement troublée et plus ou moins détruite. D'autre part, la roche est hétérogranulaire ; le microcline surtout tend à former des cristaux plus gros, xénomorphes et poecilites.

Tout ceci donne à l'image microscopique de la roche un aspect confus, reflétant à son échelle la confusion de ce faciès observé sur le terrain.

INTERPRÉTATION

Les gneiss-anatexites décrits ci-dessus sont inséparables à ce point de vue des anatexites à cordiérite dont il va être question maintenant. Réservez donc à plus tard une interprétation de tous ces faciès.

10°. — LES ANATEXITES GRENUES A CORDIERITE DE SAINT-SYMPHORIEN

ASPECT SUR LE TERRAIN

Ces roches là sont très massives et très dures. Leur aspect rappelle souvent le granite, à tel point que les cartes géologiques les indiquent comme tel. Je n'ai pas cru devoir me conformer à cet usage, trouvant anormal d'appeler « granite » dans l'est du Massif Central ce qui dans l'ouest est connu depuis longtemps sous le nom de « Gneiss d'Aubusson ». Les deux formations sont en effet absolument identiques, et le vocable d'anatexite grenue à cordiérite me semble être ce qui les caractérise le mieux.

Une certaine homogénéité y règne. Non pas certes à la manière des granites francs : il y a encore de nombreuses et irrégulières traînées de mica noir, sinueuses et discontinues, mais on ne constate plus guère la juxtaposition de bancs d'allure franchement différente, gneissique ou presque granitique par exemple, comme il était de règle encore dans les gneiss-anatexites de Chevières.

A part celle qui forme encore des traînées résiduelles, la biotite est répartie dans la roche, par petits paquets. La cordiérite tend à se rassembler en gros nodules. La disparition à peu près totale de la foliation gneissique donne à la roche son aspect massif caractéristique.

ETUDE MICROSCOPIQUE

La composition minéralogique de ces roches est généralement la suivante :

- Quartz.
- Microcline (—2V de 60 à 70°, ce qui semble le classer dans le microcline-anorthose).
- Oligoclase, composition voisine de An_{20} .
- Biotite, souvent chloritisée avec apparition entre les feuillets d'un réseau d'aiguilles de rutile (sagénite).
- Cordiérite.
- Sillimanite (pas toujours).
- Apatite, zircon.
- Tout petits cristaux de grenat.
- Un peu de muscovite, parfois associée à la biotite en feuillets alternants, mais le plus souvent plaquée contre la cordiérite, dont elle paraît un produit de transformation secondaire.

Alors que l'oligoclase affecte des formes à peu près quadrangulaires, mais avec des bords plus ou moins corrodés, et que le microcline un peu poecilitique, englobant oligoclase, biotite et quartz se présente lui aussi sous des formes simples, le quartz est en cristaux ou en amas engrenés, franchement xénomorphes. La biotite est inégalement répartie, et se concentre en certains endroits. Mais des cristaux de microcline, de quartz, et même de plagioclase, s'y développent aussi et entament les cristaux de biotite, achevant ainsi de troubler les restes d'alignement. La cordiérite forme des plages arrondies, et tend à se rassembler en agrégats. Elle n'est pas spécialement associée à la biotite.

De façon générale, la structure apparaît beaucoup plus régulière que dans les gneiss-anatexites de Chevières à biotite et cordiérite. Les cristaux de tous les minéraux acquièrent des dimensions voisines, et deviennent, sauf pour le quartz, à peu près automorphes. Les minéraux ferro-magnésiens (biotite et cordiérite) se regroupent, suivant des répartitions différentes de celles qui caractérisent les gneiss. En bref, on a l'impression de s'approcher d'un nouvel état d'ordre et d'équilibre, qui contraste avec l'aspect confus des gneiss-anatexites.

INTERPRÉTATION DES GNEISS-ANATEXITES ET ANATEXITES GRENUES A CORDIÉRITE

De façon classique, on a interprété depuis longtemps les faciès à cordiérite, d'aspect hétérogène ou grenu, fréquents dans le Massif Central où ils constituent, sous le nom de « gneiss d'Aubusson », de vastes aires dans les régions septentrionale et occidentale, comme des migmatites, entendues au sens donné à ce terme par E. Wegmann (1935) et repris par J. Jung et M. Roques (1952), de « gneiss même homogène ayant acquis, que ce soit par injection de magma ou par métasomatose, un faciès essentiellement feldspathique ». Cette assimilation, basée sur l'apparition des faciès d'anatexites, voire même de granite d'anatexie, implique que des changements chimiques notables sont intervenus dans la composition des roches originales, qui seraient les gneiss inférieurs à biotite et sillimanite, pour déterminer le faciès feldspathique.

On a recherché de quelle nature et de quel ordre de grandeur pourraient bien être ces changements. En particulier M. Chenevoy (1957, III^e partie, chap. I, paragr. D) a cherché, au moyen des analyses dont il disposait, à le déterminer. Il constate d'abord que les différences sont peu importantes ; les caractères chimiques des migmatites fondamentales, écrit-il, n'apparaissent pas foncièrement distincts de ceux des gneiss à biotite-sillimanite.

Et le bilan de la transformation apparaît comme suit : gain de silicium, expulsion d'éléments ferro-magnésiens, de potassium et d'aluminium

A ces résultats, on peut joindre deux analyses nouvelles de roches des Monts Lyonnais .

13 : Anatexite à cordiérite, St-Médard (Loire). Analyse nouvelle F. Théron, Clermont-Ferrand (1955).

14. Gneiss à biotite et sillimanite, Bissieux (Rhône). Analyse nouvelle Y. Chaleil, Clermont-Fd (1955).

	— 13 —			Pourcentages d'atomes	
	— 13 —	— 14 —		— 13 —	— 14 —
SiO ₂	66,40	64,22	Si	63,5	61,5
Al ₂ O ₃	17,50	16,00	Al	19,8	18,1
Fe ₂ O ₃	0,92	2,09	Fe'''	0,7	1,5
FeO	4,72	4,18	Fe''	3,7	3,3
MgO	1,82	2,03	Mg	2,6	2,9
CaO	0,42	1,86	Ca	0,4	1,9
Na ₂ O	2,00	3,63	Na	3,7	6,7
K ₂ O	3,95	2,62	K	4,8	3,2
TiO ₂	0,95	0,55	Ti	0,7	0,3
P ₂ O ₅	0,15	0,42	P	0,1	0,3
MnO	0,05	0,19	Mn	0,05	0,2
H ₂ O+	1,50	1,75	O	170	167,0
H ₂ O—	0,05	0,27	OH	9,5	11,5
	100,43	99,81			

Si l'on fait intervenir ces deux analyses dans la comparaison, les conclusions deviennent moins nettes, en particulier pour le potassium, dont le gneiss de Bissieux contient peu et l'anatexite de St-Médard davantage, pour l'aluminium, où il en est de même, et pour le sodium, où l'on constate l'inverse. Mais il existe une autre manière d'envisager le problème. Alors que la zone des anatexites comprend encore des passées plus gneissiques, chargées de biotite et de sillimanite, la zone des gneiss n'est pas uniquement formée de faciès très phylliteux à biotite et sillimanite : il y a des lits plus massifs, plus riches en quartz, il y a les pegmatites d'exsudation quartzo-feldspathiques, parfois abondantes. Or les analyses chimiques sont faites sur des échantillons estimés caractéristiques, c'est-à-dire que l'on n'analyse pas les passées sombres de l'anatexite et qu'on prend comme échantillon de gneiss un faciès phylliteux, et non un faciès leptynique, ni à plus forte raison une pegmatite d'exsudation. Or, tous les éléments de la série gneissique sont repris et mêlés lors de la transformation en anatexite, où ils perdent leur individualité. Si donc on veut savoir ce qui est venu de l'extérieur et ce qui est parti, à l'échelle régionale, il faut tenir compte non pas de la composition d'un gneiss typique comparée à celle d'une anatexite typique, mais de la composition moyenne de toutes les roches constituant la zone des gneiss, et de toutes les roches constituant la zone des anatexites.

Pour atteindre ce but, on pourrait multiplier les analyses dans tous les faciès, mais, outre la difficulté matérielle d'exécuter tant d'analyses, il faudrait aussi estimer, de façon forcément arbitraire, l'importance relative de chaque faciès et tenir compte de celle-ci pour évaluer la composition d'ensemble de la zone : calcul bien compliqué, et résultat peu objectif et peu sûr.

Une autre technique a donc été employée pour se faire une idée de cette composition chimique globale des zones.

Elle a consisté à prendre systématiquement, le long de coupes naturelles continues, un échantillon tous les dix mètres, à la même hauteur dans la paroi rocheuse par rapport à la route, quelle qu'en soit la nature (gneiss, leptynite, pegmatite d'exsudation, ou anatexite, ou seprum). Par la force des choses, les coupes continues n'étant jamais très longues dans le Lyonnais, les échantillons ont été prélevés dans chaque cas sur une longueur d'environ 1 km., représentant donc une centaine de prélèvements.

Pour chaque coupe, la totalité des échantillons a été broyée, soigneusement remuée pour obtenir un mélange homogène, et ce dernier a été fractionné au moyen de l'échantillonneur diviseur Minemet, de façon à obtenir quelques grammes d'une poudre représentant la composition moyenne de la zone à étudier. On n'a plus besoin ainsi que d'une seule analyse par coupe étudiée.

Voici les résultats :

- 15: Composition moyenne de la zone des gneiss à biotite et sillimanite. Route de Marcenod à St-Romain-en-Jarez (Loire), au sud de l'Hôpital. Analyse nouvelle Y. Chaleil, Clermont-Fd, 1956.
- 16: Composition moyenne de la zone des gneiss à biotite et sillimanite. Route de Ste-Catherine (Rhône) à Rive-de-Gier, lieu dit « Le Grand Bois ». Analyse nouvelle Y. Chaleil, Clermont-Fd, 1956.
- 17: Composition moyenne des gneiss-anatexites à biotite et cordiérite. Route de Chevières (Rhône) à St-Héand (Loire), à la latitude de Grammond. Analyse nouvelle Y. Chaleil, Clermont-Ferrand, 1956.
- 18: Composition moyenne des anatexites à cordiérite. Entre St-Symphorien-sur-Coise et Pont-Français (Rhône). Analyse nouvelle Y. Chaleil, Clermont-Ferrand, 1956.

	— 15 —	— 16 —	— 17 —	— 18 —
SiO ₂	64,95	63,80	65,85	67,15
Al ₂ O ₃	16,25	18,30	16,40	16,30
Fe ₂ O ₃	1,35	2,20	1,45	1,60
FeO	4,40	3,95	3,95	3,60
MgO	2,40	2,50	1,95	2,25
CaO	1,10	0,90	1,00	0,75
Na ₂ O	2,20	2,10	2,65	2,35
K ₂ O	2,90	3,00	3,30	3,50
TiO ₂	0,65	0,85	0,70	0,65
MnO	0,05	0,05	tr.	tr.
H ₂ O ⁺	2,70	2,65	1,85	2,10
H ₂ O	0,30	0,30	0,30	0,30
	99,25	100,60	99,40	100,55

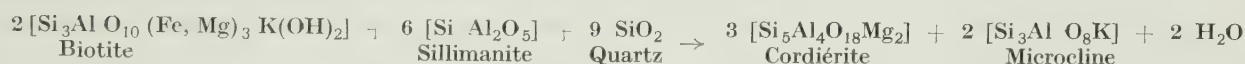
Les voici à nouveau, traduits en pourcentage ionique, pour plus de commodité.

Si	63,8	61,8	63,7	64,5
Al	13,7	20,8	18,7	18,4
Fe ⁺⁺⁺	0,9	1,6	1,0	1,2
Fe ⁺⁺	3,6	3,2	3,2	2,8
Mg	3,5	3,6	2,8	3,2
Ca	1,2	0,9	1,0	0,7
Na	4,1	3,9	5,0	4,4
K	3,7	3,7	4,1	4,3
Ti	0,5	0,6	0,5	0,5
O	171	170	169	170
OH	17,7	17,0	11,9	13,5

Les différences entre les compositions chimiques globales des zones de gneiss, de gneiss-anatexites et d'anatexites franches sont vraiment très minimes, si peu de chose en vérité qu'il est presque téméraire de vouloir leur donner une signification. On note seulement en passant des gneiss aux anatexites une très légère augmentation de la silice et des alcalins, et une très légère diminution du fer et du magnésium. On peut timidement remarquer cependant que ces petites variations vont dans le sens de l'évolution chimique très progressive des roches mé-

tamorphiques, en passant des zones superficielles aux zones profondes (P. Lapadu-Hargues, 1949. Voir en particulier le tableau III, p. 95).

En définitive, les résultats exprimés par M. Chenevoy restent valables, en ce sens que pour transformer un gneiss en anatexite à cordiérite, il faut y ajouter de la silice, du sodium et en faire partir du fer et du magnésium. Mais, par contre, pour transformer en anatexite à cordiérite les bancs leptyniques ou les pegmatites d'exsudation, il faut faire exactement l'inverse. Le passage des gneiss aux anatexites apparaît donc comme le résultat d'un échange chimique à l'échelon local, entre les faciès phylliteux de la zone des gneiss d'une part, les parties quartzofeldspathiques d'autre part. A ce phénomène se surajoute probablement (mais il faudrait nombre d'études du genre de celle-ci pour l'affirmer catégoriquement) la lente évolution d'ensemble décelée statistiquement par P. Lapadu-Hargues (1945 et 1949). L'apparition du faciès de plus en plus grenu et feldspathique est dû à la destruction d'une partie de la biotite et de la sillimanite (minéraux en feuillets et aiguilles), pour donner de la cordiérite et du microcline (minéraux en grains) selon la réaction :



Cette réaction, dans l'ouvrage de J. Jung et M. Roques (1952, p. 17) est donnée pour caractéristique de la zone des gneiss ultra-inférieurs, définie pour la première fois à Madagascar (série de Tranoumaro). Dans le cas du Lyonnais, on ne peut pas prétendre avoir affaire à de vrais gneiss ultra-inférieurs puisque biotite et sillimanite continuent d'exister ensemble.

Mais on se trouve tout à fait à la base des gneiss inférieurs, dans une zone de transition, très épaisse apparemment, au moins dans le cas du Lyonnais, où le faciès minéralogique typique de la zone des gneiss inférieurs (à biotite, microcline et sillimanite) tend de plus en plus vers le faciès minéralogique des gneiss ultra-inférieurs (à microcline et cordiérite). A cette évolution minéralogique se superpose une mobilisation chimique suffisante pour rendre presque homogène une série primitivement constituée de lits fort différents. Une question reste posée : la mise en mouvement des éléments chimiques est-elle un phénomène postérieur au métamorphisme qui a formé les gneiss et indépendant de celui-ci, en est-elle une phase tardive, ou bien en est-elle contemporaine ? Il n'est pas question, semble-t-il, de considérer la remobilisation des éléments comme indépendante du métamorphisme : les minéraux qu'on rencontre dans les anatexites sont très précisément ceux que l'on s'attend à y trouver d'après la position zonéographique de celles-ci, à la base des gneiss inférieurs : la recristallisation a eu lieu dans une zone de métamorphisme profonde, sans quoi les éléments remis en mouvement se seraient sans doute regroupés en d'autres paragenèses. Par contre, la structure des anatexites franches est très différente de celle des gneiss ; on y note la disparition de la schistosité cristallophyllienne, dont les courtes traînées flexueuses de biotite ne sont plus qu'un lointain souvenir, et le remplacement progressif de celle-ci par une structure équate où les minéraux tendent à se répartir de façon uniforme et non orientée. M. Chenevoy (1956, III^e Partie, chap. I, paragr. E, 1) a déjà relevé et décrit ces ressemblances et dissemblances entre gneiss et anatexites. Il en conclut : « la seule différence tient à la soustraction des migmatites fondamentales à l'état de cristallisation sous triple étreinte qui caractérise le métamorphisme général. « Aussi sommes-nous en droit de considérer les migmatites fondamentales comme « *tardives métamorphes* », mises en place à la fin du métamorphisme général, dont elles représentent « une dernière manifestation ».

A côté de cette interprétation, qui reste parfaitement défendable, on peut proposer une hypothèse un peu différente. La texture tourbillonnaire ou nébulitique évoque une sorte de plasticité, voire de fluidité. Le fait a frappé de nombreux géologues, à tel point que le vocable d'anatexite a été forgé à partir du grec anatexis qui signifie fusion. Les auteurs qui ont étudié les enclaves de serpentine ou d'amphibolite dans ces roches, ont été amenés aussi, pour expliquer les aspects observés, à admettre une certaine plasticité du milieu, disloquant et déplaçant les fragments de bancs ou de petits massifs restés plus rigides (M. Chenevoy, 1950, p. 20 ; J. Parant, 1956, p. 91).

La schistosité cristallophyllienne semble liée à l'existence en profondeur d'une tension par étirement horizontal (M. Roques, 1941, pp. 508-510). A partir d'une certaine plasticité, cet étirement horizontal doit entraîner un mouvement de matière assez facile, empêchant la tension de prendre naissance. Quant aux poids des strates superposées, le raisonnement qui a conduit M. Roques à contester son action pour les zones de micaschistes et de gneiss, est encore bien plus convaincant pour un milieu plastique. On peut admettre alors que les phénomènes d'échanges chimiques entre strates et de remobilisation générale des éléments, se produisaient pendant le métamorphisme principal lui-même, et que la schistosité cristallophyllienne ne se maintenait ou n'apparaissait pas parce que les caractéristiques physiques du milieu ne s'y prêtaient pas. Il faut noter cependant que ce matériel n'a dû retrouver sa rigidité, et prendre ainsi son aspect définitif, qu'après disparition des tensions cristallophylliennes, c'est-à-dire dans une phase tardive du métamorphisme, sans quoi sa structure s'en fut trouvée probablement affectée. On rejoint ainsi la conception de M. Chenevoy, mais la différence tient en ceci : au lieu de faire de l'élaboration *chimique* des anatexites à cordiérite un phénomène tardif, l'hypothèse présentée ici la considère comme un processus apparaissant normalement dans les zones les plus profondes du métamorphisme, pendant la phase principale de celui-ci, et ne représentant pas autre chose que la généralisation et l'aboutissement normal des phénomènes de remobilisation rencontrés çà et là à maintes reprises dans la série, et de la diffusion progressive des alcalins à travers tout l'empilement métamorphique, telle qu'elle a été mise en évidence par P. Lapadula-Hargues (1945 et 1949).

11°. — LES EMBRECHITES DE MONTROMANT ET D'YZERON

ASPECT SUR LE TERRAIN

On peut distinguer deux faciès principaux. Le plus répandu (Montromant) est un gneiss très feldspathique, plus ou moins rubanné, à biotite et muscovite. Souvent les lits micacés se plissent abondamment, donnant ainsi localement à la roche figure d'anatexite. On observe d'ailleurs le passage des embréchites aux véritables anatexites à deux micas d'abord, puis à biotite, que nous avons décrites précédemment (Type de Grézieux-la-Varenne).

Le deuxième aspect (Yzeron) est une embréchite largement œillée ou amygdalaire, qui affleure en lentilles, soit au sein de la série des embréchites gneissiques, soit ailleurs, notamment dans la zone des anatexites. Ces lentilles se comportent à l'érosion comme des roches plus résistantes que celles qui les entourent, et forment souvent saillie dans le paysage, par exemple à Yzeron, où ce faciès est particulièrement bien développé. La roche doit son aspect caractéristique à l'existence de grosses amandes feldspathiques ou quartzo-feldspathiques ; les yeux formés d'un cristal unique de microcline sont plutôt l'exception. Les lits micacés, où la muscovite est beaucoup moins répandue que dans le faciès précédent, circulent

comme ils peuvent autour de ces amandes, en devenant quelque peu sinueux, et souvent même discontinus ; de façon très générale, des traces de glissement y apparaissent.

Dans les deux types de faciès, on trouve des bancs de roche non transformée ou peu transformée. Ces derniers sont de nature leptynique dans les embréchites œillées presque invariablement ; c'est assez fréquent aussi dans le faciès de Montromant, plus gneissique. Mais dans celui-ci subsistent également, en étendues parfois cartographiables (Duerne, région entre Grésieu-le-Marché et Pomeys), des gneiss à biotite et sillimanite.

COMPOSITION CHIMIQUE

Les deux faciès ont des compositions chimiques assez voisines, si l'on en juge par les deux analyses suivantes :

19: Embréchite à deux micas. 3,3 km de Montromant vers Yzeron (Rhône). Analyse nouvelle C. Rouger, Clermont-Fd, 1954.

20: Embréchite amygdalaire. Yzeron (Rhône). Analyse nouvelle J. Orliac, Clermont-Fd, 1957.

	— 19 —	— 20 —
SiO ₂	75,85	73,15
Al ₂ O ₃	11,20	15,25
Fe ₂ O ₃	0,75	0,65
FeO	0,72	1,65
MgO	0,70	0,55
CaO	1,25	1,20
Na ₂ O	2,80	3,05
K ₂ O	4,85	4,00
TiO ₂	0,42	0,25
P ₂ O ₅	0,60	0,30
MnO	0,02	tr.
H ₂ O ↑	0,50	0,30
H ₂ O —	0,10	0,05
	99,76	100,40

Ces compositions correspondent à celles de granites hololeucocrates alcalins, ou à tendance alcaline, orthosi-albitiques.

ETUDE MICROSCOPIQUE

La composition minéralogique de ces roches est habituellement du type suivant :

Quartz.

Microcline, dont l'angle d'axe de — 80° semble indiquer qu'il s'agit d'un vrai microcline, presque purement potassique.

Albite, assez proche de l'oligoclase (teneur de l'ordre de An₈).

Biotite.

Muscovite.

Grenat (pas toujours, et souvent privé de ses formes propres).

Zircon, apatite.

Parfois un peu de sillimanite, en feutrage d'aiguilles.

Le faciès gneissique présente une structure très hétérogranulaire. Le quartz et le microcline qui englobent poecilitiquement des cristaux de quartz et de plagioclase, se développent en gros cristaux dans un fonds cristallisé plus finement, constitué de quartz, feldspaths, micas, et qui se trouve de plus en plus réduit par le développement des gros cristaux : c'est l'aspect caractéristique des « structures en cloisons ». Les feldspaths qui font partie de ces cloisons ne sont pas différents de ceux (microcline et dans une bien moindre mesure, albite-oligoclase) qui constituent les cristaux plus gros.

Dans les embréchites à faciès oëillé, la structure n'est pas foncièrement différente, c'est plutôt l'échelle seule qui change. On retrouve des cloisons de biotite, muscovite, albite et quartz, entre lesquelles se développent de gros cristaux de microcline engrenés avec du plagioclase où se développe une abondante myrmékite. Le quartz est groupé en amas engrenés de cristaux souvent allongés, donnant parfois l'impression d'être étirés. Cette déformation est cependant assez peu marquée. On voit qu'il ne s'agit pas d'embréchites oëillées tout à fait conformes au type habituel, où les yeux sont ordinairement constitués de microcline seulement. Ici, on pourrait définir ce faciès de la façon suivante : une embréchite à gros grain, dont les lits blancs ont pris une disposition amygdalaire.

INTERPRÉTATION

La composition chimique très semblable à celle des anatexites à biotite, la structure, la présence de bancs non transformés, indiquent que très probablement ces roches sont le résultat d'une métasomatose alcaline, sodi-potassique. Le développement extraordinaire du microcline traduisant l'apport potassique, et la présence de l'albite, feldspath inhabituel dans les gneiss du Lyonnais, sont pour cela des arguments. Il est malaisé cependant de savoir quelles étaient les roches originelles, à partir desquelles les phénomènes métasomatiques ont constitué les embréchites. Les leptynites y étaient certainement abondamment représentées, et se retrouvent en septums un peu partout, en particulier dans les faciès oëillés. Cela, comme dans les anatexites à biotite, est peut-être à l'origine de la teneur élevée en silice. Mais on rencontre aussi les grosses lentilles de gneiss à biotite et sillimanite déjà signalées, et on trouve même dans quelques échantillons d'embréchite, un peu de sillimanite en feutrage d'aiguilles très fines, comme dans les gneiss, et non en baguettes trapues, comme elle se présente dans les leptynites du Lyonnais. Ainsi les gneiss ont-ils dû participer à la formation des embréchites.

La présence de la muscovite entraîne alors les réflexions suivantes. Nous trouvons dans les embréchites des bancs parfois épais de gneiss à sillimanite, formés dans des conditions où la muscovite n'était pas stable. Il apparaît alors que la transformation en embréchite s'est produite dans d'autres conditions que celles qui ont présidé à la formation des gneiss. Voilà quelque chose que nous n'avions pas constaté pour les niveaux à faciès migmatitique des gneiss, ou pour les gneiss-anatexites et anatexites à cordiérite du cœur de l'anticlinal lyonnais. Le processus qui a formé les gneiss et celui qui a donné naissance aux embréchites sont donc indépendants et très probablement non contemporains. Cette constatation aura son rôle à jouer lorsque nous aurons, dans le chapitre qui vient, à nous préoccuper de leur place dans le métamorphisme de l'ensemble lyonnais.

CHAPITRE III

ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LA SÉRIE DES MONTS LYONNAIS

Les deux stéréogrammes de la figure 5 résument sans qu'il soit besoin de longs commentaires l'idée qu'on peut se faire de la série stratigraphique lyonnaise avant le métamorphisme, et ce qu'elle est actuellement. A l'origine, c'est essentiellement une série très épaisse de Flysch, de type subsident géosynclinal, avec alternances inlassablement répétées de schistes et de bancs plus gréseux (le faciès schisteux est cependant dominant dans le Lyonnais). Il s'y intercale des niveaux marneux (ou bien des laves ou tufs basiques) dont deux sont relativement importants, mais s'amincissent et disparaissent vers l'est. Dans la partie orientale surtout, une très épaisse accumulation de tufs volcaniques rhyolitiques s'installe et envahit une partie de la série. Ce niveau, épais de plusieurs milliers de mètres dans l'est du Lyonnais, se réduit vers l'ouest et le nord-ouest où il semble faire place de nouveau au faciès subsident pélitique.

Toute la série s'est trouvée, par la suite, portée dans des zones de métamorphisme assez profondes, celle des gneiss inférieurs pour la plus grande part, et celle des gneiss supérieurs pour les niveaux les plus superficiels de la série lyonnaise au sens le plus strict. On peut cependant y joindre les micaschistes à deux micas de La Tour-en-Jarez, qui en constituent une sorte d'annexe isolée par des failles. Les schistes et grès du faciès Flysch se sont transformés, suivant la zone de métamorphisme atteinte, en gneiss à deux micas (St-Martin-la-Plaine), ou à biotite et sillimanite (Bissieux) interstratifiés avec des bancs de gneiss leptyniques représentant les niveaux les plus gréseux. Les bancs calcaïques de leur côté se transformaient en amphibolites (Riverie et La Gachet) et les tufs rhyolitiques en une épaisse série de leptynites à biotite, riche en quartz, microcline et plagioclase (Saint-André-la-Côte).

A ce métamorphisme dit « normal » sont venus s'ajouter des phénomènes de remobilisation chimique, et de métagénèse, qui ont donné à certaines parties de ces roches un faciès migmatitique. Il en est ainsi en particulier de toute la base de la série, transformée en anatexites à cordiérite (Chevrières et Saint-Symphorien) ; ce sont les « migmatites fondamentales » ; suivant l'expression proposée par J. Jung et M. Roques (1952, p. 35) et adoptée par M. Chenevoy (1957) et F.H. Forestier (1957) pour des formations analogues. D'autres masses importantes de roches à faciès migmatitique apparaissent de façon moins régulière dans la série, en particulier les anatexites à biotite développées aux dépens des leptynites, et les embréchites de Montromant et d'Yzeron, développées dans le nord du Lyonnais seulement,

à partir de leptynites et de gneiss inférieurs. Parmi ces phénomènes de mobilisation et métasomatose, les uns semblent très nettement liés à la phase principale de métamorphisme régional, car les paragénèses minérales qu'on y rencontre ne diffèrent en rien de celles des faciès normaux voisins, sinon par les proportions relatives des constituants. Tels sont, par exemple, les bancs migmatitiques qui abondent dans la série des gneiss inférieurs de Bissieux et qui témoignent d'un enrichissement métasomatique en plagioclase. Tels sont aussi apparemment les niveaux à faciès embréchitique ou même anatexique qui apparaissent inopinément dans les micachistes inférieurs de La Tour-en-Jarez, au nord de l'Etrat (Loire). Il faut encore y ranger les amphibolites migmatitiques de Riverie et de La Gacher, où apparaissent avec évidence des phénomènes d'échanges de fer, magnésium et calcium contre silice et soude. Mais ce genre de formation est surtout développé à la base de la série : dans la partie inférieure des gneiss à biotite et sillimanite, là où la cordiérite commence à se développer aux dépens de la biotite, une intense remobilisation des éléments, sans apport chimique extérieur, a entraîné sur une vaste échelle des échanges entre les bancs phylliteux et quartzo-feldspathiques des gneiss, au point de tendre vers l'uniformisation des compositions chimiques de banc à banc. Au cours de ce processus s'individualisent par ségrégation ou par anatexie différentielle des passées d'aspect grenu, qui confèrent à la roche le faciès migmatitique (gneiss-anatexites de Chevières). En même temps, il semble bien que la roche perde, en grande partie, sa rigidité pour se transformer en un milieu plus ou moins pâteux ; la schistosité cristallophyllienne se perd alors de plus en plus complètement (anatexites grenues de St-Symphorien). Il s'agit là, en quelque sorte, d'un « ultra-métamorphisme » responsable des migmatites fondamentales.

Pour d'autres types de roche cependant, où se relève l'empreinte de la remobilisation et de la métasomatose, il en est tout différemment, et les paragénèses de la roche modifiée sont très différentes de celles du schiste cristallin originel. Telles sont par exemple les embréchites litées à deux micas de Montromant, avec muscovite abondante et septuims de gneiss à biotite et sillimanite. On est obligé d'admettre au moins ceci : que les conditions régnant lors de la genèse des embréchites étaient nettement différentes de celles qui présidaient à la formation des gneiss, où la muscovite n'était pas stable. On peut en inférer qu'il y a eu deux phases de mobilisation avec ou sans métasomatose : la première durant la phase principale du métamorphisme, où les phénomènes d'apport chimique généralisés n'apparaissent guère et la seconde plus tardive, se produisant dans une zone de métamorphisme apparemment moins profonde, et caractérisée par une métasomatose potassique, non pas massive certes, mais généralisée dans de grands ensembles de roches.

Il est toutefois un cas moins net : celui des anatexites à biotite, liées aux leptynites. Sur le terrain, on voit ces roches passer insensiblement, vers le nord, à des anatexites à deux micas, elles-mêmes se rattachant par tous les intermédiaires aux embréchites à deux micas. De plus, on peut y mettre en évidence une légère métasomatose potassique généralisée. Il semble donc qu'on doive attribuer à la phase tardive de mobilité chimique la formation des anatexites à biotite, bien qu'il n'y ait pas grande différence entre leurs paragénèses et celles des leptynites dont elles dérivent (notons cependant que dans les anatexites, le microcline diffère par ses propriétés optiques et cristallographiques de celui des leptynites, qu'on y trouve souvent un peu de muscovite, et que le grenat y est au contraire fort réduit).

On a remarqué au cours des descriptions pétrographiques que la remobilisation qui est en grande partie responsable de la genèse des anatexites à biotite se manifestait déjà nettement dans les leptynites de Saint-André-la-Côte par des aspects qui se retrouvaient aussi dans les gneiss de Bissieux. Dans les gneiss cependant, le développement de ces phénomènes de remobilisation conduit à des faciès migmatitiques que tout nous porte à croire formés

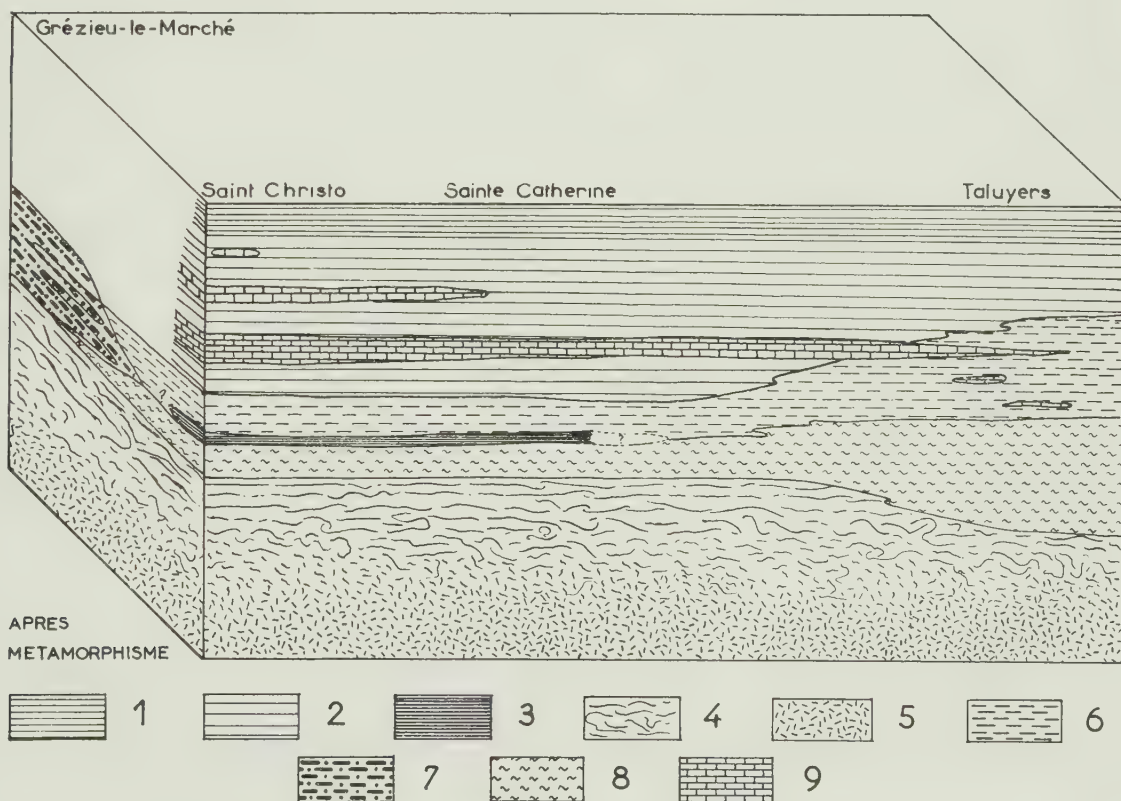
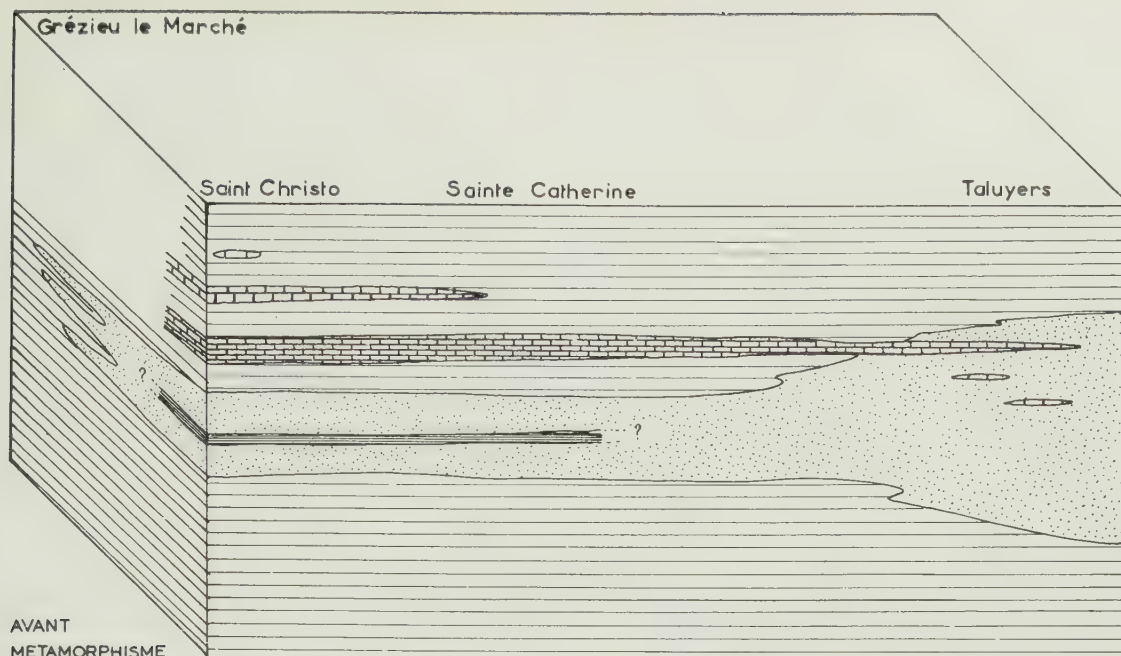


FIG. 5. — La série des Monts du Lyonnais avant et après le métamorphisme.

Avant métamorphisme. — 1 : série schisto-gréseuse. — 2 : niveau calcaireux ou roche éruptive basique. — 3 : niveau argileux. — 4 : tufs rhyolitiques.

Après métamorphisme. — 1 : gneiss à deux micas. — 2 : gneiss à biotite et sillimanite. — 3 : gneiss à biotite, cordiérite et grenat. — 4 : gneiss-anatexite à cordiérite. — 5. anatexites grenues à cordiérite. — 6 : leptynites (plus ou moins embréchitiques). — 7 : embréchites. — 8 : anatexites à biotite. — 9 : amphibolites.

durant la phase principale du métamorphisme (anatexites plagioclasiques de Grand-Quartier) tandis que dans les leptynites, l'exagération de ce même processus (joint à une métagénèse) engendre des anatexites qui semblent avoir pris naissance à un moment où les conditions de stabilité des minéraux avaient changé. Cela paraît contradictoire à première vue, mais après tout, pourquoi la mobilisation n'aurait-elle pas commencé dans les leptynites dès la phase principale de métamorphisme pour reprendre ou pour continuer lors d'une phase ultérieure, séparée ou non de la première par un important laps de temps ?

Nous touchons par cette dernière expression à un autre problème dont il nous faut maintenant dire un mot : devons-nous considérer les deux phases distinctes mises en évidence ci-dessus comme deux épisodes successifs d'un unique processus métamorphique, ou bien faut-il y voir le résultat de deux métamorphismes indépendants, séparés par une longue période d'arrêt ?

Il faut le dire tout de suite et franchement : dans le Lyonnais même, aucune observation précise et indiscutable ne me permet de conclure sur ce point. Mais il est possible de trouver dans le reste du Massif Central Français des points de comparaison. Par leur apparition en certains niveaux, leur mode de gisement fréquent en lentilles concordantes, leur aspect (principalement les embréchites œillées et amygdalaires), par la métagénèse potassique qui intervient dans leur formation, ainsi que par la présence de la muscovite et l'abondance fréquente de la myrmékite, les migmatites de la deuxième phase se rapprochent manifestement des « migmatites stratoïdes » du Limousin (M. Chenevoy, 1957) et de la Haute-Loire (F.H. Forestier, 1957) et les résultats concernant ces formations dans les domaines où ces auteurs les ont observées doivent, avec vraisemblance, être applicables aux migmatites lyonnaises du même type. M. Chenevoy (ouv. cité), en se basant sur des caractères structuraux des roches, pense que les migmatites stratoïdes doivent être rattachées à un second métamorphisme, séparé du premier (celui des gneiss et des « migmatites fondamentales » à cordiérite) par un épisode tectonique majeur.

Nous admettons donc comme probable que, dans le Lyonnais, les anatexites leptyniques à biotite et les embréchites sont le résultat d'un métamorphisme distinct et plus tardif que celui qui est responsable des gneiss. Cette conclusion, rappelons-le, ne découle pas de ce qu'on peut voir dans la région étudiée elle-même, mais constitue une extrapolation de résultats acquis en d'autres domaines du Massif Central.

Quant à l'âge que l'on peut attribuer à ces différents processus métamorphiques et aux séries qu'ils affectent, il n'est pas possible d'en parler sans faire état de résultats acquis dans des régions plus septentrionales (Monts de Tarare et Beaujolais méridional) dont il n'a pas encore été question. Après avoir décrit ces régions, il sera temps de reprendre le problème.

DEUXIÈME PARTIE

MONTS DE TARARE

ET

EXTRÉMITÉ SUD DU BEAUJOLAIS :

SÉRIE DE LA BRÉVENNE ET GROUPE D'AFFOUX

INTRODUCTION

DÉFINITION DE LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE ET PLAN D'ÉTUDE ADOPTÉ

Franchie la faille de Lentilly, qui limite au nord la Série des Monts du Lyonnais, décrite dans la partie précédente de cet ouvrage, on se trouve sur des affleurements d'un genre totalement différent.

Leur étude montrera qu'on est là en présence d'une série métamorphique distincte de celle du Lyonnais et même discordante sur elle. C'est la « *Série de la Brévenne* » du nom d'une des rivières qui la parcourent. Toutes les roches métamorphiques qui affleurent dans les Monts de Tarare et dans la région du Beaujolais méridional étudiée dans ce Mémoire en font partie, à l'exception cependant des gneiss chloriteux du « Groupe d'Affoux » qui doivent en réalité, comme nous le verrons, être rattachés à la Série des Monts du Lyonnais.

On s'aperçoit après l'avoir étudiée en détail que l'association des roches qui constituent la Série de la Brévenne possède une unité foncière, mais lorsqu'on l'aborde pour les premières fois, on ne peut qu'être frappé par la variété des faciès lithologiques ; chaque banc de roche est différent du voisin, et comme tout cela possède le plus souvent un grain excessivement fin, rendant hasardeuses bien des déterminations à vue, on éprouve quelque difficulté à trouver un fil directeur.

Quant aux affleurements, on dispose d'un certain nombre de coupes fort utiles. La vallée de la Brévenne est profonde et fournit de bons affleurements, encore que discontinus. Elle est malheureusement à peu près parallèle à la direction des couches, et pour obtenir des coupes plus complètes, il faut avoir recours à ses affluents.

Plus au nord, les vallées de la Turdine, du Soumans, de l'Azergues, avec leurs affluents, procurent aussi des coupes intéressantes, mais hachées de petites failles et constituées par des affleurements en général discontinus et pas très frais, car toutes ces roches sont facilement altérables.

En dehors du fond des vallées, les versants sont fréquemment recouverts d'éboulis. Les affleurement y sont rares et surtout très mauvais ; les roches y sont souvent presque méconnaissables, sauf celles qui occupent les sommets des Monts de Tarare, où le métamorphisme de contact du massif granitique de Saint-Laurent-de-Chamousset leur a donné une ténacité et une résistance beaucoup plus grandes.

Il n'est guère possible de décrire la série de la Brévenne de la même façon que celle des Monts du Lyonnais proprement dits, où se manifestaient clairement des ensembles pétro-

graphiques individualisés et homogènes qu'on pouvait étudier commodément les uns après les autres. Ici, au contraire, les roches d'un type lithologique donné se retrouvent un peu partout dans la série, en ordre assez dispersé.

Prendre séparément chacune des coupes observées pour en énumérer un par un, étude pétrographique à l'appui, tous les types constituants, amènerait à gonfler de façon démesurée et fastidieuse cette partie descriptive et à perdre totalement de vue l'arrangement d'ensemble de la série.

Car il y en a un malgré tout, d'ordre plutôt statistique. Et si l'on peut s'attendre à trouver à peu près n'importe où n'importe quel faciès appartenant à la série, il y a quand même des surfaces où tel ou tel domine, et qui prennent de ce fait une physionomie qui, dans une certaine mesure, leur est particulière.

Nous pourrions ainsi tenter de définir des *groupes* mais en précisant bien que chacun d'eux comprend des faciès très variés, certains d'entre eux étant plus largement ou plus fréquemment représentés ; il n'y a donc pas de différences extrêmement tranchées entre ces groupes.

D'autre part, le vaste massif granitique de Saint-Laurent de Chamousset interrompt les affleurements de schistes cristallins, séparant ainsi deux domaines au nord et au sud de la zone culminante des Monts de Tarare.

L'étude des roches de cette région sera donc conduite en se basant sur cette subdivision et sur les groupes géologiques qui ressortent plus ou moins. En voici l'énumération, étant bien entendu que les types pétrographiques indiqués pour chacun sont les faciès dominants, ou particulièrement remarquables, mais nullement exclusifs.

— Domaine méridional des Monts de Tarare (Vallée de la Brévenne).

Groupe de Courzieu-Sain-Bel : schistes verts, laves spilitiques et albitophyes métamorphiques.

Groupe de La Giraudière : alternances répétées d'amphibolites et de leptynites felsitiques.

Groupe de Saint-Julien-sur-Bibost : dominance marquée des leptynites felsitiques.

Groupe d'Eveux-sur-l'Arbresle : gneiss chloriteux (vraisemblablement orthogneiss).

Groupe du Mont Arjoux : amphibolites, diorites, leptynites felsitiques, transformées en cornéennes par le granite de Saint-Laurent de Chamousset.

— Domaine septentrional des Monts de Tarare et terminaison méridionale du Beaujolais.

Groupe d'Affoux : gneiss et migmatites chloritisés (faciès rétro-morphosés).

Groupe de Violay : grès feldspathiques à épidote, quartzites, schistes chloriteux, calcaires métamorphiques, tufs et laves basiques spilitiques, actionites, norites, serpentines et même pyroxénite à néphéline.

A cela il faut ajouter deux petits massifs de granite sodique à grain fin, qui sont en liaison avec la série métamorphique.

Massif de Chindo (entre Pouilly-les-Feurs et Bussières).

Massif de Saint-Vérand.

Cependant, l'étude pétrographique comme les conditions de gisement ont montré que les gneiss et migmatites chloriteux du groupe d'Affoux n'appartiennent pas en réalité à la série de la Brévenne, mais bien plutôt à la série lyonnaise qui réapparaît, rétro-morphosée. Ce groupe sera donc étudié spécialement dans un chapitre ultérieur.

Toute la série forme un ensemble, et il est difficile d'interpréter isolément chaque groupe. On les décrira donc d'abord séparément, en se bornant à définir, dans la mesure du possible, pour chaque faciès, quelle roche initiale en était probablement à l'origine. Après cette partie plus spécialement descriptive, on essaiera de reprendre l'ensemble en une vue plus générale et plus synthétique.

CHAPITRE I^{er}

LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE DANS LE DOMAINE MÉRIDIONAL. DES MONTS DE TARARE

LE GROUPE DE COURZIEU-SAIN-BEL

Il constitue la base de la série de la Brévenne, au contact de la série lyonnaise et géographiquement, il appartient encore au versant nord des Monts du Lyonnais. On y rencontre beaucoup de schistes verts, très variables dans le détail. Comme il est de règle dans la série, ce faciès est loin d'être exclusif, mais il sert plutôt de fond dans lequel s'ajoutent des intercalations variées, dont les plus remarquables sont les amphibolites et schistes amphiboliques sombres, et les formations volcaniques massives, laves ou tufs.

C'est dans cet ensemble complexe que gisent les énormes et célèbres amas de pyrite de Sain-Bel, activement exploités par la Société de Saint-Gobain.

LE FACIÈS PRINCIPAL : LES SCHISTES VERTS

Ce sont des roches à débit schisteux d'un vert parfois assez clair, et qui, à première vue, évoquent les schistes chloriteux de la zone des micaschistes supérieurs.

Cette ressemblance a conduit jusqu'ici la plupart des auteurs à décrire les roches métamorphiques de la vallée de la Brévenne comme formées, pour une bonne part, de schistes à chlorite. Certes, ce dernier minéral est fréquent, mais à titre souvent accessoire, et la couleur verte est plus généralement donnée par l'amphibole ou l'épidote ; les schistes uniquement chloriteux sont en réalité fort rares dans la série, et les vrais micaschistes à séricite et chlorite encore plus. On en trouve cependant des intercalations au sud de l'Arbresle.

Une autre surprise nous attend d'ailleurs lors de l'étude microscopique : ces schistes verts ne renferment que très peu de quartz, souvent pas du tout, mais des quantités plus ou moins importantes d'albite, parfois sous forme de microlites très allongés, en général un peu déformés, tordus, cassés. Dans les schistes, ces microlites sont tous orientés dans le même sens, parallèlement à la schistosité. D'autres fois, on ne les retrouve que sous forme de fragments, mais la tendance de l'albite à se présenter en cristaux automorphes rectangulaires et allongés ou en fragments de tels cristaux, est générale. Ce feldspath n'affecte donc pas ici les

formes granoblastiques habituelles dans les roches métamorphiques, et moins encore l'habitus en lentilles allongées à peine ou pas mâclées, à contours plus ou moins améboïdes, qui caractérisent généralement l'albitisation metasomatique. Ces observations, jointes aux déformations qui affectent *toujours*, quel que soit l'aspect de la roche, les cristaux de feldspath, montrent que ces derniers existaient déjà *avant le métamorphisme**. Dans ces conditions, les schistes représentent, selon toute vraisemblance, d'anciennes laves très fluidales, lorsque les microlites y sont bien régulièrement orientés, et d'anciens tufs lorsque le feldspath y est à l'état de fragments irréguliers de cristaux automorphes.

Suivant le degré de basicité de ces laves et de ces tufs, la proportion de chlorite, amphibole, épidote et zoïsité, calcite par rapport à l'albite, est différente, ce qui rend compte de la variabilité de ces roches, où dominent tantôt les uns, tantôt les autres des minéraux constitutants.

LES AMPHIBOLITES ET SCHISTES AMPHIBOLIQUES

On les trouve plus spécialement, encore que non exclusivement vers la base de la série, intercalés avec les schistes verts, par exemple sur la route de Courzieu au Col de Malval, près du contact avec la série lyonnaise, ou encore dans les environs de Saint-Pierre la Palud.

Ce sont des roches à grain généralement assez fin, composés d'une hornblende présentant une couleur verte un peu bleuâtre en lame mince, et de plagioclase, parfois d'une certaine basicité (oligoclase An_{25} à An_{28}), parfois proche de l'albite. Il arrive que le grain augmente ; on observe des cristaux de plusieurs millimètres, et l'étude microscopique livre alors de curieux indices : dans des roches d'apparence très fraîches, solides, un peu schisteuses, mais de façon bien régulière, on relève les traces d'une intense cataclase. Il en est ainsi par exemple d'une amphibolite qu'on rencontre à la sortie est du village des Roches, au sud de Sourcieux-les-Mines. A l'affleurement, elle ne semble guère écrasée, et pas davantage les roches avoisinantes. Pourtant l'image microscopique évoque une mylonite étirée. Les gros cristaux de hornblende, très déformés, cassés, fracassés ou même émiettés en petits fragments, sont disposés dans un fond feldspathique et amphibolique à grain très fin et d'aspect étiré.

Comme il ne semble pas qu'une cataclase intense soit intervenue tardivement ici, on est conduit à penser que celle qu'on observe dans la roche s'est produite au cours du métamorphisme. S'il en est ainsi, les gros cristaux d'amphibole sont antérieurs à ce dernier, et révèlent donc la présence dans la série primitive de quelque roche éruptive où la hornblende était assez largement cristallisée. Voilà rencontré pour la première fois un fait qui se reproduira assez souvent (et de façon plus convaincante).

INTERCALATIONS VOLCANIQUES OU INTERSERTALES

Outre les amphibolites s'intercalent en concordance dans ce groupe des roches dont l'origine éruptive apparaît bien plus clairement : ce sont des laves, plus ou moins fluidales ou non, et des roches albitiques à structure intersertale. D'autres formations, moins franches, évoquent des tufs altérés.

* C'est une autre question que de savoir si, *dès l'origine*, ce feldspath était l'albite. Elle sera discutée dans les conclusions relatives à toute cette série, page 97, à l'aide de tous les éléments alors disponibles.

Un niveau mince, mais extrêmement caractéristique, de ce genre de formation, se rencontre à 1,2 km au nord-nord-ouest de Courzieu, le long de la route de la Giraudière. C'est une roche schisteuse où apparaît un grand nombre de cristaux rectangulaires de quelques millimètres de feldspath et quelques grains beaucoup plus rares et plus petits, de quartz. Au microscope, on peut établir comme suit la composition minéralogique :

- Phénocristaux d'albite, renfermant un peu d'épidote (saussuritisation).
- Un peu de quartz.
- Epidote, en fins granules dans l'albite ou répartie dans la pâte en petits amas allongés.
- Chlorite, de teinte brune entre nicols croisés.
- Biotite (à polychroïsme faible) *.

La structure est celle d'une lave, parfaitement caractéristique : les phénocristaux, très bien limités, possèdent leurs formes propres. Ils sont parfois déformés, ou même cassés et recimentés par un peu de chlorite. Le fond de la roche est formé de gros microlites d'albite, à disposition fluidale contournant les phénocristaux. Ces microlites eux-mêmes sont encastrés dans un fond très finement cristallisé d'albite (et peut-être aussi de quartz) représentant sans doute le résultat de la dévitrification du verre de la roche initiale.

D'après les proportions des minéraux (albite, de très loin, le plus abondant), on peut déduire que la roche a la composition d'un trachyte quartzifère alcalin sodique, proche d'une rhyolite.

Un autre type caractéristique de ces formations peut-être pris sur la route entre Chevinay et la Brévenne, à 250 m de la Brévenne. Des cristaux allongés d'albite, rectangulaires, de 1 à 2 mm, forment l'essentiel de la roche. Ils sont disposés en une sorte de réseau évoquant la structure intersertale. Souvent, ils sont déformés. On note aussi, en quantité bien moindre, hornblende, chlorite, épidote, un peu de calcite. Du quartz associé et même plus ou moins engrené avec des grains xénomorphes d'albite, remplit l'espace restant.

Une analyse chimique de cette roche a été faite (Anal. 21). Elle révèle une composition d'andésite sodique quartzifère (II. '5.2.'5) La roche initiale était certainement éruptive, mais il paraît douteux qu'elle se soit épanchée en surface, à cause de la taille des cristaux la constituant presque entièrement : on penserait plutôt à une sorte de sill, où le refroidissement aurait été plus lent.

Les formations volcaniques sont particulièrement bien développées au voisinage de Sain-Bel et sur la route qui conduit de cette localité au village des Roches, près Sourcieux-les-Mines.

Ainsi, sur la route nationale 496 de Sainte-Foy à Lyon, entre la route de Bibost et Sain-Bel, affleurent des roches massives vert clair, qui montrent en lame mince de belles structures de lave : des microlites d'albite y sont abondants, et orientés dans tous les sens, à moins qu'ils ne présentent une disposition plus ou moins fluidale. Avec eux, on rencontre la chlorite, la zoïsite, l'épidote, la calcite, et parfois une amphibole pâle qui pourrait, semble-t-il, se rapporter à l'actinote. Parfois on note la présence d'un peu de quartz, en filonnets. Aucun minéral

* On a récemment attiré l'attention sur les possibilités de confusion entre la biotite, surtout peu typique comme celle-ci, et le stilpnomélane, minéral à composition plutôt voisine des chlorites, ressemblant beaucoup à la biotite, et apparaissant plus fréquemment qu'on ne le pense dans les séries relativement peu métamorphiques. Mais le minéral qui se trouve dans la roche décrite ici est en paillettes minuscules, et il n'est guère possible de l'extraire pour une détermination rigoureuse.

potassique n'est présent en abondance : il s'agit de roches très sodiques, dont les termes les plus feldspathiques sont tout à fait analogues aux « *albitophyres* »* décrits dans le Famennien du Morvan par Alb. Michel-Lévy (1908), cependant que les faciès riches en zoïsite, épidote, calcite, se rapportent sans doute à des laves plus basiques, du groupe des andésites sodiques, ou même atteignant des compositions de basalte.

Sur la route de Sain-Bel à Sourcieux, de bons affleurements et des carrières permettent d'étudier des échantillons frais de plusieurs sortes de roches volcaniques qui s'y succèdent.

Après avoir passé la voie ferrée, on rencontre des affleurements de roches vert clair semblables à celles de la route nationale en amont de Sain-Bel (voir ci-dessus). La roche est constituée presque uniquement de gros microlites d'albite enchevêtrés, souvent déformés et cassés, surtout les plus gros, auxquels se joignent un peu de chlorite et de calcite. Cet aspect ressemble de façon frappante à celui du groupe des albitophyres du Morvan. L'analyse chimique confirme cette analogie : la composition est celle d'une andésite sodique quarzifère proche d'un trachyte alcalin. On verra dans le tableau (Anal. 22) qu'elle s'insère clairement dans la série volcanique des « albitophyres », décrits par Alb. Michel-Lévy (1908) (An. A, B, C, du tableau).

Sur la même route, 700 m plus loin, on trouve une lave analogue, mais contenant une quantité notable d'épidote : c'est un albitophyre un peu plus calco-sodique. En continuant, on rencontre trois carrières successives à 200 m environ les unes des autres, et montrant chacune un type différent de formation volcanique.

Dans la première affleure une roche relativement claire, à grain très fin, parsemée de taches plus sombres à bord peu net, qui sont dues à de vagues concentrations de zoïsite et qui donnent à la roche un aspect un peu tacheté à la façon d'une peau de léopard. L'étude pétrographique (Anal. 23) montre qu'il s'agit d'une dacite, assez proche d'une rhyolite ($Or/P1 = 0,27$). Au microscope, on observe des phénocristaux d'albite, bien rectangulaires souvent, des amas de zoïsite à grain très fin, de la séricite, et un fond quartzo-feldspathique très fin.

La seconde carrière est ouverte dans une roche plus sombre, striée de vert clair (dû à l'épidote) et de vert foncé (dû à l'amphibole) : c'est une épidotite à hornblende. Suivant que l'on considère le calcium et le magnésium liés à CO_2 comme partie intégrante de la roche originelle, ou comme secondaire, la composition chimique (Anal. 24) est celle d'une basanite ou d'une andésite, quelque chose, en tout cas, de plus basique et de moins alcalin que les roches précédentes. Le microscope révèle une quantité de petites baguettes d'albite bien mâclée, souvent cassées et déformées et contenant des granules d'épidote. On y voit aussi de l'épidote, de la hornblende verte et une chlorite d'un vert soutenu en lumière naturelle et rouge violacé entre nicols croisés, toutes trois abondantes. Il y a encore une notable proportion de calcite.

Dans la troisième carrière, nous nous trouvons en présence du terme opposé : la roche massive, de couleur rose assez sombre, qui la constitue est formée en effet de très petits phénocristaux d'albite, déformés, dans une pâte excessivement fine, quartzo-albitique, mais très riche en quartz. On distingue encore au microscope un peu de séricite, de zoïsite, de chlorobiotite et de chlorite. Quartz et albite dominent de très loin : la roche est une rhyolite alcaline sodique. On n'a pas fait ici d'analyse chimique, mais la composition des leptynites felsitiques

* Albitophyres : ce terme est parfois réservé à des trachytes alcalins sodiques. Alb. Michel-Lévy l'a utilisé dans le sens plus général adopté aussi par A. Holmes (1928) : porphyre dans lequel les phénocristaux et les microlites du fond sont principalement de l'albite. Les analyses qu'il cite se rapportent dans la classification de Lacroix, à des rhyolites, des trachytes, des andésites, toujours sodiques, bien entendu.

que nous étudierons dans le groupe suivant (voir analyses 26 et 27) est certainement très voisine de celle de notre roche.

Enfin, on trouve encore des laves et tufs, riches en épidote, à tendance très calcique, le long de la route de l'Abresle à Lozanne.

Une lave à structure microlitique un peu fluidale, où les microlites sont surtout constitués d'amphibole, accompagnée de zoïsite et clinozoïsite abondantes, avec chlorite et un peu de calcite, à révélé, à l'analyse chimique, une composition de basalte extrêmement calcique, même si l'on élimine la chaux de la calcite (analyse 25).

CONCLUSION SUR LE GROUPE DE COURZIEU-SAIN-BEL

De tout ce qui précède, il ressort que nous sommes ici en présence d'une série essentiellement volcanique, formée d'une accumulation de tufs avec intercalations de coulées, à structure microlitique franche, ou de sills, à structure plus large, intersertale. Un métamorphisme relativement superficiel affecte tous ces faciès.

L'interprétation chimique est délicate. Nous sommes en présence de spilites, c'est-à-dire de roches volcaniques dont la composition minéralogique est insolite, parce que des transformations profondes sont intervenues, soit au cours du métamorphisme, soit lors de l'éruption. En particulier, les plagioclases plus basiques que l'albite ont pu expulser du calcium sous forme d'épidote, zoïsite ou calcite, les pyroxènes ont pu se transformer en chlorite, épidote et calcite, etc... Dans ce remue-ménage, la composition peut se trouver changée. Il est par exemple, bien difficile de dire si un minéral aussi vagabond que la calcite s'est formée à la place où nous le voyons, ou bien s'il est secondaire et vient d'ailleurs : le sens des analyses s'en trouve alors modifié. La première hypothèse semble la plus voisine de la réalité : la calcite est en effet beaucoup plus abondante dans les roches qui contiennent beaucoup de zoïsite, d'épidote et de chlorite. On peut faire aussi des réserves de ce genre pour la teneur en soude.

Mais ce n'est pas ici le lieu d'engager le débat sur l'importance, le processus, la date, et la signification de ces phénomènes, car nous allons les retrouver abondamment par la suite, et nous recueillerons ainsi d'autres faits qui doivent intervenir dans la conception d'ensemble.

D'ores et déjà, nous pouvons, avec les éléments dont nous disposons, établir que nous avons là, à l'origine, une série de *laves volcaniques très variées*, allant de rhyolites très alcalines et très acides, à des andésites au moins, et très probablement à des basaltes, voire même des basanites, intercalées dans des tufs plus ou moins basiques, sous forme de coulées et de sills. A travers cette diversité, ressort un trait général : ces roches sont pauvres en potasse, toujours inférieure en quantité à la soude qui est parfois très abondante.

ANALYSES DE ROCHES DU GROUPE DE COURZIEU-SAIN-BEL ET TERMES DE COMPARAISON.

- 21 Microdiorite quartzifère sodique, à structure intersertale, 250 m. à l'est de la Brévenne (Rhône). An. nouv. J. Orliac, Clermont, 1957.
II.5.2'.5 [3.1.1'3].
- 22 : Andésite α très sodique (albitophyre). Sortie de Sain-Bel vers Sourcieux (Rhône). An. nouvel F. Théron, Clermont, 1955.
II.(4)5.2.5 [2.1.1.'3].
- 23 : Dacite à zoïsite. Entre Sain-Bel et Sourcieux. An. nouv. C. Rouger, Clermont, 1952.
I.(3)4.3.4 [2.1.1.'3].

- 24: Epidotite à amphibole et chlorite. Entre Sain-Bel et Sourcieux. An. nouv. C. Rouger et J. Peterlongo, Clermont, 1952.
 III.6.3.5 [2.1.2.3] sans éliminer CaO et MgO des carbonates.
 II.5.3.5 [(2)3.2.2.3] en éliminant CaO et MgO des carbonates.
- 25: Lave basaltique à zoïsité, 2,9 km au nord-est de l'Arbresle (Rhône). An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1955.
 (II)III.5.4.5 [2.1.2.2].
- A: Albitophyre. Sur les Berthoclots. An. Pisani in Alb. Michel-Lévy (1908).
 II.4.(1)2.5 [1(2).1.1.3].
- B: Albitophyre. Sous schistes Recoulon. An. Pisani in Alb. Michel-Lévy (1908).
 II.(4)5 2.5 [1.1.1.3].
- C: Albitophyre. Moulin du Roi. An. Pisani in Alb. Michel-Lévy (1908).
 II.5.3.5 [(1)2.4.1(2).3] en conservant CaO de la calcite.
 II.5.1.5 [(1)2.1.1.3] en éliminant CaO de la calcite.

	- 21 -	- 22 -	- 23 -	- 24 -	- 25 -	- A -	- B -	- C -
SiO ₂	56,55	57,30	69,68	45,69	47,57	63,50	61,10	48,21
Al ₂ O ₃	15,65	17,70	16,03	16,37	16,08	15,91	17,72	16,91
Fe ₂ O ₃	4,30	1,65	0,66	3,95	4,39	0,60	—	—
FeO	5,60	5,81	1,62	5,71	5,41	5,66	5,67	8,55
MgO	3,65	4,22	1,30	*4,54	6,50	4,35	4,40	3,75
CaO	3,15	1,62	3,97	11,44 **	12,94	0,89	1,55	6,40
Na ₂ O	5,80	6,35	3,14	4,73	2,30	5,35	6,21	5,17
K ₂ O	0,75	0,20	2,14	0,51	0,08	0,72	0,48	0,81
TiO ₂	1,50	1,45	0,25	2,76	0,71	0,89	0,90	1,68
P ₂ O ₅	0,25	0,13	0,13	0,14	0,28	0,02	0,06	0,32
MnO	0,05	0,05	0,08	0,15	0,19	—	—	—
CO ₂	—	n.d.	—	3,96	0,74	—	—	4,60
H ₂ O+	1,85	3,55	1,04	0,05	2,20	2,77	2,75	3,50
H ₂ O—	0,40	0,08	0,00	0,12	0,10	—	—	—
Total	99,50	100,01	100,04	100,12	99,49	100,66	100,84	99,90

* dont 0,94 soluble dans HCl 1/3.
 ** dont 3,73 soluble dans HCl 1/3.

LE GROUPE DE LA GIRAUDIERE

Dans la partie occidentale des Monts du Lyonnais, c'est ce groupe qui est au contact, par faille, des gneiss et embréchites de la série lyonnaise. Il affleure en particulier dans la région de Bellegarde, s'insinue entre le bassin houiller de Sainte-Foy-l'Argentière et le granite de Saint-Laurent et se développe ensuite le long de la vallée de la Brévenne qui le suit jusque près de Sain-Bel et dans laquelle il affleure largement. Dans cette région, il n'est plus au contact de la série lyonnaise, mais il fait suite au Groupe de Courzieu, précédemment décrit.

L'essentiel de la formation est une alternance régulière de bancs d'amphibolites et de leptynites felsitiques, parfois épais, mais souvent aussi ne dépassant guère un mètre. Il s'y intercale, bien entendu, des niveaux différents, dont nous décrirons les plus remarquables. Le groupe est cependant, dans son ensemble, de composition beaucoup plus monotone que le précédent.

LES AMPHIBOLITES

Ce sont des roches sombres, massives, à schistosité peu marquée, mais associées souvent à des schistes amphiboliques, de composition et de structure voisines, avec seulement un débit plus feuilleté. Elles contiennent essentiellement de la hornblende verte (un peu bleutée au microscope en lumière naturelle) et de l'albite, parfois proche de l'oligoclase. Il s'y joint de la magnétite, et parfois une petite quantité de quartz. La structure en est banale, grano-nématoblastique ; elle ne nous sera pas d'un grand secours lorsqu'il faudra chercher l'origine de la roche.

Deux analyses chimiques sont disponibles, on les trouvera dans le tableau (Anal. 28-29).

LES LEPTYNITES FELSITIQUES

Sur le terrain, elles se présentent comme des roches roses, à grain invisible à l'œil nu, excessivement dures et tenaces, se cassant en esquilles, lorsqu'elles sont très fraîches, mais la plupart du temps altérées et parcourues par un système de joints parallélépipédiques très serrés et revêtus d'oxydes de fer.

Au microscope, on constate que ce sont des roches très riches en quartz et en albite, formant une pâte excessivement fine, où sont répartis çà et là quelques minéraux accessoires tels que chlorite, oligiste, magnétite.

La composition chimique (Anal. 26 et 27) est en toute rigueur, dans la classification de Lacroix, celle d'une dacite, puisqu'elle n'est pas assez alcaline (r plus grand que 1) pour en faire un rhyolite alcaline persodique. Elle se rapproche cependant davantage de ces roches que des dacites typiques, dont la teneur en CaO est le plus souvent supérieure à 3 % (Washington, 1903).

AUTRES FACIÈS

Micaschistes à biotite : très localement peuvent apparaître dans la série, en passées toujours très minces, des schistes contenant toujours une quantité importante de feldspath (albite) et le plus souvent aussi de l'amphibole, mais également quelques lits de biotite, constituant un repère pour apprécier le degré de métamorphisme.

Amphibolites à grain grossier. — Gabbros métamorphiques. Au sein des amphibolites banales décrites ci-dessus s'individualisent des niveaux dont le grain est plus gros. La hornblende en particulier se présente en cristaux de plusieurs millimètres, de forme plutôt ramassée et non plus en fines aiguilles comme dans le faciès normal. Ces derniers sont généralement obliques, parfois perpendiculaires à la schistosité et sont affectés par une intense cataclase : ils sont déformés et cassés, tendant même à se dissocier ; l'albite tend à se présenter en cristaux bien mâclés, obliques ou perpendiculaires à la schistosité, mais d'autres fois forme simplement un fond granoblastique aux cristaux d'amphibole déformés.

Or, il faut bien remarquer que ces roches sont fraîches et massives à l'affleurement, qu'elles ne semblent donc pas écrasées par une tectonique tardive, et que d'ailleurs les amphibolites banales immédiatement voisines ont une structure grano-nématoblastique typique, sans manifestations de cataclase. En outre, les cristaux déformés n'ont pas l'habitus ordinaire du feldspath et de l'amphibole dans les roches cristallophylliennes, mais bien plutôt celui qu'on rencontre dans les roches éruptives. Tout cela s'explique très bien si l'on admet que la roche

originelle était une sorte de diabase (voir composition chimique : analyse 30) repris ensuite par le métamorphisme, au cours duquel les tensions accompagnant le processus ont déformé et fragmenté les cristaux de la roche initiale. Il peut paraître insolite de considérer l'albite comme une feldspath-relique dans un diabase. La discussion de cette singularité rentrera dans le cadre des conclusions générales sur la région (voir p. 97), mais on peut préciser dès maintenant que des diabases à albite ont été décrits en d'autres régions du monde et se rencontrent précisément dans des séries volcaniques analogues à celles dont il est question présentement.

CONCLUSION SUR LE GROUPE DE LA GIRAUDIÈRE

L'origine volcanique des leptynites felsitiques paraît assez évidente, de par leur composition chimique et leur faciès microcristallin. C'est d'ailleurs à cette même conclusion que sont parvenus les auteurs qui ont étudié des formations de ce genre dans le Massif Central, et en particulier dans le Limousin. On peut citer par exemple les leptynites felsitiques des Chiézas, au nord de Juilhac, Corrèze (M. Roques, 1941, pp. 218-9 et 249-50) et celles du groupe de la Gartempe dans la région de Bussière-Poitevine, Haute-Vienne (M. Chenevoy, 1957).

Pour les amphibolites, l'affaire est moins claire. Leur composition chimique, en elle-même, est ambiguë : relativement peu de fer, pas mal de magnésium, une quantité moyenne de calcium. Cela ne donne pas de résultat bien net si on la confronte avec les courbes bimodales obtenues statistiquement par P. Lapadu-Hargues (1953).

La structure, nous l'avons vu, est banale. Mais il faut remarquer que ces amphibolites sont étroitement associées aux « amphibolites à grain grossier » qui nous sont apparues comme d'anciennes roches éruptives se rapprochant des diabases, et métamorphisées par la suite.

L'analogie étroite, l'identité presque, des compositions chimiques de ces deux types renforcent cette constatation de terrain, et imposent d'admettre que les amphibolites banales ont une origine éruptive.

Sur le terrain cependant, l'idée d'une succession de coulées tantôt rhyolitiques, tantôt basaltiques ou andésitiques n'est guère défendable ; en particulier lorsque les deux formations alternent en bancs dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre, il faudrait des coulées singulièrement minces. On dirait plutôt une stratification. Il semble dès lors plus légitime d'interpréter le groupe de la Giraudière comme formé primitivement de l'accumulation de tufs relativement basiques alternant avec des cinérites très fines de dacites et rhyolites sodiques. Cela n'exclut pas d'ailleurs la présence de coulées rhyolitiques dans la série. Des roches basiques grenues se sont également mises en place (diabases albitiques). Comme la taille de leurs grains s'accorde mal avec une effusion en surface, et que ces formations sont concordantes, on est conduit à voir dans ces roches éruptives des sills injectés dans les tufs après leur dépôt, ce qui n'est pas rare dans les grands complexes volcaniques.

Les passées un peu plus micaschisteuses pourraient représenter des phases de rémission du volcanisme, durant lesquelles le matériel pélitique terrigène, riche en potassium, aurait repris de l'importance par rapport aux produits volcaniques.

ANALYSES DES ROCHES DU GROUPE DE LA GIRAUDIÈRE

- 26 : Leptynite felsitique. La Giraudière. Vallée de la Brévenne (Rhône). An. nouv. C. Rouger, Clermont, 1954.
I.3(4).(1)2.5 [(3)4.1.1.2].
- 27 : Leptynite felsitique. Bellegarde. Cote 545 (Loire). An. Fournet, 1939. Coll. J. Jung.
I.3'.2.5' [(4.1'.2.3)].

- 28 : Amphibolite. La Giraudière. Vallée de la Brévenne (Rhône). An. nouv. C. Rouger, Clermont, 1954.
III.5 3.4 [2.1.2.2].
- 29 : Amphibolite. Entre Bellegarde et Viricelles. An. Fournet. Coll. J. Jung.
II.5 2(3).5 [3.1.1'.3]).
- 30 : Diabase métamorphique à albite. 1 km E-N-E de Brussieu (Rhône). An. nouv. J. Orliac, Clermont, 1957.
III.5 3.5 [2.2.2.2].

	— 26 —	— 27 —	— 28 —	— 29 —	— 30 —
SiO ₂	75,60	76,6	51,40	53,65	51,50
Al ₂ O ₃	12,25	12,5	14,20	15,7	14,90
Fe ₂ O ₃	2,10	1,5	4,30	5,5	4,25
FeO	0,53	0,44	6,30	5,3	6,45
MgO	0,65	0,31	7,60	4,34	8,15
CaO	1,20	1,95	8,25	4,27	8,10
Na ₂ O	5,88	5,4	3,20	5,8	4,15
K ₂ O	0,60	0,4	1,30	0,5	0,25
TiO ₂	0,22	0,36	0,80	3,5	1,10
P ₂ O ₅	0,20	0,0	0,30	0,22	tr.
MnO	0,05	0,01	0,09	0,15	0,20
H ₂ O+	0,45	0,85	1,53	1,1	1,20
H ₂ O—	0,30	0,1	0,22	0,1	0,15
Total	100,03	100,42	99,49	100,13	100,40

GROUPE DE SAINT-JULIEN-SUR-BIBOST

Il fait suite au groupe de La Giraudière d'une manière très progressive ; simplement, les niveaux leptyniques deviennent plus fréquents, plus importants, tandis que la proportion d'amphibolite décroît graduellement jusqu'à disparition à peu près complète.

Ainsi le groupe de Saint-Julien est-il constitué dans sa quasi totalité, par des leptynites felsitiques, rigoureusement semblables à celles de La Giraudière, et, comme elles, pouvant se rapporter à des cinérites rhyolitiques ou dacitiques sodiques.

Dans cet ensemble, s'intercalent des roches à caractère de lave beaucoup plus marqué.

Par exemple, sur la route de Sain-Bel à Bibost, à 2 km environ à l'E-N-E de cette dernière localité, on rencontre une roche massive où le microscope montre une structure de lave caractéristique, avec phénocristaux déformés et microlites d'albite et, très accessoirement, chlorite, épidote, magnétite, et un peu de quartz secondaire en filonnets. De par cette composition minéralogique, la roche se rapproche beaucoup des albitophyres décrits dans le groupe de Courzieu (p. 67).

Toujours sur la même route, à 1 km au N-N-E de Bibost, dans un virage en épingle à cheveux, on trouve une nouvelle lave, rhyolitique cette fois, avec des phénocristaux d'albite, un peu déformés mais très peu, et une pâte formée de microlites courts d'albite moulés par du quartz en petits grains xénomorphes. Il y a aussi un peu de biotite, qui tend à se grouper en petits amas où les cristaux affectent des orientations variées : il est très probable que cette disposition est liée à la proximité du granite de Saint-Laurent de Chamousset, dont l'influence commence à se faire sentir.

Des termes plus basiques sont d'ailleurs également représentés, bien que peu abondants : on rencontre ainsi entre Saint-Julien et Bibost des roches sombres massives, dont l'aspect rappelle les cornes vertes. Au microscope, certaines ont un grain très fin, on y distingue

épidote et zoïsite abondantes, et petits morceaux de feldspath, sans doute s'agissait-il à l'origine de tufs basiques assez calciques. D'autres, à cristaux plus gros, mais à peine discernable à l'œil, montrent dans un fond feldspathique complètement saussuritisé, une grande quantité de cristaux d'augite se transformant en amphibole à partir des bords (ouralitisé) : ce sont apparemment des gabbros à grain fin, saussuritisés et ouralitisés par le métamorphisme.

Vers la base du groupe existent aussi des bancs dont l'aspect est celui d'un gneiss chloriteux, et qui sont intercalés en concordance dans la série. On peut en observer, par exemple, sur la route de Sain-Bel à Bibost, à 1,5 km à l'E-N-E de Bibost, ou bien sur la route de Sain-Bel à Ancy, à 700 m au sud-ouest de Savigny. Au microscope, on distingue de gros cristaux d'albite, relativement peu mâclés, déformés et cassés, renfermant parfois des granules de zoïsite et épidote (saussuritisation) ou de la séricite. Ils sont xénomorphes et plus ou moins engrenés avec du quartz, en amas de cristaux assez gros, engrenés eux aussi. Ils contiennent parfois du quartz en gouttes. La chlorite, associée à du rutile et de l'épidote, y dessine des traînées sinueuses et discontinues, envahies ça et là par du quartz en petits cristaux : l'aspect évoque une « structure à cloisons ».

Entre ces cristaux s'insinue une pâte fine, un peu étirée, essentiellement quartzique.

Sur certains échantillons, la chlorite est associée à de la séricite abondante, en paillettes relativement grandes, et qui semble être en réalité de la phengite (muscovite magnésienne et ferrière, à angle d'axes petit).

Enfin, apparaissent le zircon et l'apatite, en cristaux relativement gros pour ces minéraux (de l'ordre de 0,25 mm) et quelques morceaux informes de grenat.

Nous rencontrons ici pour la première fois ce genre de faciès, mais il est surtout développé dans le groupe d'Eveux sur l'Arbresle. Il y a lieu, par conséquent, de remettre à plus tard, quand d'autres éléments seront intervenus, un essai d'interprétation de ces roches, qui se révélera d'ailleurs difficile et hasardeux.

CONCLUSION SUR LE GROUPE DE SAINT-JULIEN-SUR-BIBOST

En mettant à part le problème des gneiss chloriteux, sur lequel nous reviendrons, le groupe de Saint-Julien-sur-Bibost est très simple, puisqu'il s'agit essentiellement de leptynites felsitiques, représentant probablement des cinérites rhyolitiques sodiques, alternant avec de franches coulées de lave, la plupart rhyolitiques, bien que tufs basiques et même sill de gabbro à grain fin ne soient pas complètement absents.

LE GROUPE D'EVEX-SUR-L'ARBRESLE

Ce « groupe » constitue en fait une lentille de gneiss chloriteux, de quelques kilomètres de long, concordante à la direction générale des couches de la série. Elle apparaît au sud de l'Arbresle. Elle est intercalée dans le groupe de Courzieu-Sain-Bel, représenté ici par des schistes verts assez massifs qui sont sans doute d'anciens tufs (Dorieu) et des passées notables de vrais micaschistes à séricite et chlorite, voire même à deux micas (Mosœuvre, R.N. 7 à l'est de Lentilly).

Quant aux gneiss, ils affleurent dans la région d'Eveux, fort mal le plus souvent, sauf sur la route de l'Arbresle à Lyon (R.N. 7) et sur la route de l'Arbresle à Lozanne.

Certains d'entre eux sont encore bien proches de micaschistes. Il apparaît simplement de petites passées, épaisses de quelques millimètres et discontinues, de matière quartzofeldspathique à grain fin.

À un stade mieux formé, le feldspath (albite) s'individualise en cristaux arrondis de quelques millimètres, bien visibles à l'œil. Les traînées phylliteuses les contournent. Des pas-

sées d'aspect franchement granitique s'y présentent et même le matériel quartzo-feldspathique peut se développer de façon irrégulière, contournée, diffuse. La roche acquiert ainsi un aspect rappelant celui des migmatites.

A ces différents faciès correspondent évidemment des images microscopiques variables.

Dans les échantillons proches de micaschistes, le fond de la roche est formé en grande partie par de la séricite, jointe à de la chlorite chargée de rutile et d'oligiste et formant des traînées extrêmement plissotées (à l'échelle de la lame mince). Il y a aussi des zones de quartz en mosaïque très finement cristalline. Sur ce fond se détachent des grains de quartz plus gros, isolés ou se groupant en petits amas allongés à structure granoblastique et s'associant à des cristaux de feldspath (albite) encore relativement rares.

Les échantillons plus franchement gneissiques sont bien entendu beaucoup plus feldspathiques. Mais on y retrouve un fond constitué de quartz en assemblage fin et de phyllites. Parmi ces dernières on note la séricite et la phengite, mais on observe aussi de la chlorite ou, plus souvent, de la chlorobiotite assez proche de la biotite ; il y a même par endroits de la biotite franche conservée. Lorsqu'il s'agit de chlorobiotite ou de chlorite, ces dernières sont chargées dans leurs clivages de produits d'exsudation (rutile, oligiste). Tous ces aspects ne sont pas ceux d'une chlorite de néoformation, mais il s'agit manifestement d'une *ancienne biotite* altérée par le métamorphisme.

Dans ce fond se développent de gros cristaux arrondis d'albite plus ou moins, mais toujours, envahis de séricite. Ils sont souvent déformés mais pas énormément et fréquemment engrenés un peu sur leur bord avec du quartz, qu'ils contiennent également en « gouttes » arrondies. Les traînées de chlorite et chloro-biotite les contournent, déterminant souvent une structure typiquement cloisonnée.

Parmi les accessoires, apatite et zircon sont assez abondants, en cristaux relativement volumineux pour ces minéraux. C'est là une caractéristique assez constante pour ce genre de roches.

Deux analyses chimiques ont été faites dans ces gneiss :

- 31: Gneiss chloriteux, aspect voisin d'un micaschiste. Sortie de l'Arbresle vers Lyon (Rhône). An. nouv. J. Orliac, Clermont, 1957.
32: Gneiss chloriteux à faciès migmatitique. 1,2 km au nord-est de l'Arbresle (Rhône). An. nouv. J. Orliac, Clermont, 1957.

	— 31 —	— 32 —
SiO ₂	59,20	71,00
Al ₂ O ₃	20,15	15,30
Fe ₂ O ₃	2,15	0,85
FeO	5,30	3,25
MgO	3,20	1,60
CaO	0,35	0,95
Na ₂ O	0,60	2,30
K ₂ O	4,00	1,80
TiO ₂	0,75	0,45
P ₂ O ₅	tr.	0,05
MnO	0,10	0,05
H ₂ O+	3,65	1,85
H ₂ O—	0,30	0,10
Total	99,75	99,55

La première se rapproche nettement, en effet, des schistes pélitiques par sa richesse en alumine (14,10 % de corindon virtuel dans la norme C.I.P.W.). La seconde correspond plutôt à un granite *akéritique* : I(II).3.2.'4. [2.1.1.3] Or/pl : 0,44.

L'interprétation de ces roches se révèle ardue. On peut penser d'abord à de vrais gneiss, chloritisés ensuite par cataclase ou rétro-morphose. Mais il ne pourrait s'agir alors que des gneiss de la Série des Monts Lyonnais, apparaissant comme une écaille tectonique puisque les roches voisines n'ont apparemment jamais subi un métamorphisme bien intense ainsi qu'en témoigne la conservation de leur structure originelle (laves, tufs, etc.). D'ailleurs de vrais gneiss rétro-morphosés abondent au nord des Monts de Tarare (groupe d'Affoux) ; ils y sont parfaitement reconnaissables et leur structure est grano-lépidoblastique comme celle des gneiss normaux, sans cette fine pâte quartzreuse qui, à Eveux, enchasse les grains de feldspath. D'autre part, le potassium y domine sur le sodium, alors qu'ici c'est l'inverse.

Enfin, si une intercalation tectonique de ce genre est à la rigueur admissible pour la lentille principale d'Eveux, elle cesse d'être acceptable pour les niveaux plus minces et très sagement intercalés dans le groupe de Saint-Julien-sur-Bibost (ou dans le groupe de Violay, près des Ponts Tarrets : voir plus loin).

On peut essayer aussi, pour rendre compte de la présence de gros cristaux d'albite dans une pâte très fine et du fait qu'ils sont plus ou moins engrenés avec le quartz et en contiennent en gouttes, de faire appel à une métasomatose sodique. Mais alors il aurait fallu que celle-ci soit très précoce, puisque la suite du processus métamorphique a déformé l'albite : cela n'est en général pas le cas pour les métasomatoses albitiques typiques, où l'albite de néoformation est le plus souvent parfaitement fraîche (voir par exemple R. Michel, 1953). Et puis cela n'explique pas pourquoi la roche contenait à l'origine de la *biotite*.

Reste la possibilité d'en faire un orthogneiss. Mais il ne semble pas qu'un granite banal, étiré par le métamorphisme, puisse être à l'origine de la formation : pourquoi serait-il à ce point « gneissifié » alors que les laves et tufs gardent si bien leur structure ?

On connaît d'ailleurs plus au nord, à Saint-Vérand, dans le Beaujolais, un véritable granite pris dans le même métamorphisme : il n'est pas devenu gneissique, il est seulement chloriteux et passablement cataclastique.

En fait, par leur structure (cristaux de feldspath arrondis sur lesquels se plaquent des traînées micacées étirées et qui sont répartis dans une fine pâte quartzreuse en mosaïque ou en mortier étiré), ces gneiss ressemblent assez aux granites apparemment mis en place sous un régime de contrainte (type Granite du Saut-du-Saumon, Corrèze [M. Roques, 1941]), les tensions pouvant être dues au métamorphisme ou à des mouvements tectoniques. Nous aurons d'ailleurs l'occasion de décrire en détail un tel granite dans les Monts du Lyonnais (granite gneissique syncinématique de La Grêle, voir 4^e partie de ce travail).

En définitive, c'est encore cette explication qui me paraît la moins mauvaise pour rendre compte des gneiss d'Eveux (et du même coup des gneiss chloriteux du groupe de Saint-Julien-sur-Bibost). Il s'agirait, en somme d'un granite à tendance encore bien sodique, mais déjà un peu moins pauvre en potasse que la moyenne des roches éruptives constituant la Série de la Brévenne, mis en place dans cette dernière après son dépôt et alors que le métamorphisme y avait probablement commencé. C'est pourquoi il aurait pris le caractère gneissique (et souvent cataclastique) au cours même de sa formation. Le métamorphisme postérieur aurait eu surtout pour effet de chloritiser sa biotite, de déformer un peu plus les cristaux de feldspath et de faire recristalliser plus ou moins la pâte quartzreuse.

Il est toutefois un peu curieux, dans ces conditions, de ne pas observer de microcline, dans un granite dont la teneur en potasse, faible sans doute, n'est cependant pas négligeable.

Cette base s'exprime essentiellement sous forme de séricite envahissant l'albite. Il convient peut-être de rapprocher ces faits de ceux qu'a décrit J. de Lapparent (1909) dans les porphyroïdes. Le microcline en effet s'y résorbe progressivement, transformé en albite, cependant que sa potasse sert à l'édification de la séricite dans les plagioclases anciens. Bien entendu, dans le cas qui nous intéresse, la transformation de biotite en chlorite et chloro-biotite a remis en mouvement, elle aussi, de la potasse capable de participer à la séricitisation.

Mentionnons enfin que de tels granites diffusent souvent dans les roches encaissantes et prennent parfois des aspects migmatitiques : ainsi s'expliqueraient les faciès intermédiaires entre schistes chloriteux et (ortho-) gneiss ainsi que les faciès migmatitiques observés en certains points (route de l'Arbresle à Lozanne par exemple).

Cette hypothèse me paraît donc la plus satisfaisante, mais les roches de ce genre sont déjà parfois bien difficiles à caractériser lorsqu'elles ont gardé leur composition et leur aspect initiaux. Quand un métamorphisme même superficiel les a modifiées, cela devient encore plus délicat et plus hasardeux de les mettre en évidence. C'est pourquoi, bien que cette interprétation rende le mieux compte des faits observés, il serait imprudent de la proposer comme une certitude.

LE GROUPE DU MONT ARJOUX

Au nord et au nord-ouest du groupe de Saint-Julien et reposant sur lui en continuité, apparaissent des roches que le granite intrusif de Saint-Laurent, proche et vraisemblablement présent à faible profondeur, a transformées en cornéennes par métamorphisme de contact.

Les roches de ce groupe semblent bien reposer sur le granite, car celui-ci affleure dans les plus profondes des vallées ; les cornéennes du Mont Popey reposent même de tous les côtés sur le granite.

Comme ce sont des formations très dures en raison même de ce métamorphisme de contact, ce sont elles qui constituent les points culminants des Monts situés entre Ancy et St-Julien-sur-Bibost : Mont Arjoux, Mont Pelérat, Mont Popey.

On peut distinguer, par la couleur et le grain, plusieurs de ces cornéennes d'origine diverses : il y a ainsi :

- | | |
|--------------------------------|--------------------------|
| — des cornes blanches ou roses | |
| — des cornes noires ou grises | } généralement associées |
| — des cornes gneissiques | |
| — des cornes vertes | } généralement associées |
| — des cornes dioritiques | |

L'étude pétrographique nous montrera qu'il est relativement facile de rattacher ces différents faciès de cornéennes à leurs équivalents dans la série métamorphique non affectée par le voisinage du granite.

LES CORNES BLANCHES OU ROSES

L'aspect de ces roches évoque de façon frappante les leptynites felsitiques des groupes de La Giraudière et de Saint-Julien. D'ailleurs, en approchant du granite de Saint-Laurent, on voit les leptynites de Saint-Julien acquérir ce faciès, fort voisin de l'aspect primitif, et qui ne s'en distingue guère que par la disparition à peu près totale de l'orientation cristallophyllienne qu'on pouvait encore discerner dans les leptynites felsitiques, par une ténacité encore plus

grande et par une meilleure résistance aux agents atmosphériques. Au microscope la différence entre leptynite felsitique et corne blanche n'est guère mieux marquée : pâte finement grenue pour pâte finement grenue, avec cependant tendance à former, dans la cornéenne, une mosaïque, alors que la structure en est plus engrenée dans la roche non soumise au métamorphisme de contact. En outre, la recristallisation tend à affecter aussi les quelques petits phénocristaux d'albite, qui se laissent envahir par la fine mosaïque granoblastique.

L'analyse chimique (analyse 33) d'une de ces cornes blanches (Mont Popey) confirme ce rapprochement : il s'agit d'une rhyolite, avec trois fois plus d'albite que d'orthose, un peu plus riche cependant en potasse que les roches du groupe de La Giraudière.

LES CORNES NOIRES OU GRISES.

Celles-ci sont les cornéennes du type habituel dans le métamorphisme de contact des schistes. Le plus souvent, la schistosité se laisse encore percevoir ; d'autre fois, la roche est plus massive.

Elles ne sont pas tellement abondantes, et on les rencontre principalement au pied du Mont Arjoux, côtés sud et sud-est, et au nord du Mont Pelérat.

On y voit au microscope des traînées de séricite abondante, en paillettes enchevêtrées, du quartz formant une mosaïque régulière, et de la biotite, de la chlorite, de la chlorobiotite en paillettes courtes et orientées un peu dans tous les sens. On y rencontre parfois un peu d'albite. Je n'ai pas eu l'occasion d'y voir de l'andalousite.

LES CORNES GNEISSIQUES

Elles sont associées aux cornéennes de schistes (cornes noires et grises) et s'en distinguent par la présence de lits feldspathiques bien nets. On peut voir affleurer en bon état des roches de ce genre par exemple au point coté 742, à 1 km 5 à l'ouest d'Ancy, ou bien sur le versant sud-est du Mont Arjoux, au bord de la route de Saint-Julien à Ancy, à 1 km 6 à vol d'oiseau au nord de Saint-Julien.

Au microscope, on s'aperçoit que les cristaux de feldspath un peu allongés et arrondis qu'on observe dans la roche sont constitués par de l'albite, en cristaux salis de séricite, déformés et plus ou moins fractionnés et contenant du quartz en « gouttes ». En amas enchevêtrés apparaît une sorte de muscovite légèrement verdâtre et à faible angle d'axe (phengite) et aussi la chlorite, la chlorobiotite et même par endroit, la biotite. On peut aussi noter la présence de zircon et d'apatite, en cristaux relativement gros, tout au moins par rapport à la taille minuscule qu'ont habituellement ces minéraux. Tout cela se répartit, en respectant plus ou moins la schistosité, dans un fond granoblastique bien régulier de quartz, assez largement cristallisé.

On peut être tenté de voir dans l'albite de ces cornéennes un métamorphisme de contact accompagné de feldspathisation (exomorphisme), tel qu'on a pu l'observer souvent et en particulier dans le sud du Massif Central (J.P. Bassot, 1955).

Pourtant, il s'agit ici d'autre chose : les cristaux d'albite sont bien loin d'avoir l'aspect frais et limpide des minéraux de néoformation, ils sont très salis par la séricite, et surtout déformés, cassés et recimentés par le quartz du fond granoblastique recristallisé. Celui-ci, dont la structure est en effet caractéristique du métamorphisme de contact, est au contraire très frais, non déformé. Il en est de même des autres minéraux recristallisés : phengite et biotite, qui ne sont pas affectées par la moindre cataclase. Il faut en conclure que les déformations ont eu lieu avant le métamorphisme de contact et qu'à plus forte raison, l'albite, qu'elles ont affectée, est antérieure à celui-ci. Elle ne saurait donc en être un résultat. En fait, il s'agit à peu près certainement de formations très analogues à celles du groupe d'Eveux, c'est-à-dire d'orthogneiss, reprises par le métamorphisme de contact.

LES CORNES VERTES

Elles forment la plus grande part des affleurements de la région, et affectionnent tout particulièrement le sommet des monts. Ce sont les roches les plus résistantes de l'ensemble.

A l'œil, elles sont évidemment massives, d'un vert le plus souvent sombre, et à grain très fin. On y distingue parfois de petits cristaux de hornblende.

Au microscope, on s'aperçoit que certaines d'entre elles proviennent d'amphibolites analogues à celles du groupe de La Giraudière. Le métamorphisme de contact s'y traduit par une tendance du fond feldspathique à recrystalliser sous forme d'une régulière mosaïque granoblastique, tandis que les cristaux de hornblende se résolvent progressivement en une foule de très petites baguettes allongées, qui sont disposées sans orientation préférentielle à travers le fond feldspathique. Malgré cette tendance de l'amphibole à se disperser, les anciens lits amphiboliques en conservent suffisamment pour que la structure cristallophyllienne originelle reste perceptible.

Mais beaucoup de ces cornes vertes sont d'anciennes laves, rappelant le groupe de Saint-Bel. Le sommet du Mont Arjoux en particulier en est constitué. On en retrouve aussi à l'ouest de Saint-Julien-sur-Bibost. Au microscope, on y décèle une structure microlitique très fine, formée de feldspath (très petit et difficilement déterminable) et d'aiguilles de hornblende verte, orientées. Au Mont Arjoux, l'augite est même représentée. Le métamorphisme de contact ne se manifeste que discrètement dans ces roches déjà très massives, mais il provoque une légère recrystallisation de la hornblende, qui se met à former de fines aiguilles orientées dans tous les sens et traversant n'importe comment le fond feldspathique, ou qui, en d'autres points, se groupent en traînées de cristaux un peu plus gros, enchevêtrés entre eux dans tous les sens, ce qui est la signature de ce genre de métamorphisme.

La composition chimique s'intègre bien dans la série de laves que nous avons étudiée dans les groupes précédents. L'analyse 34 concerne la corne verte du Mont Arjoux.

LES CORNES DIORITIQUES

Voisinant avec des cornes vertes ou blanches, des roches plus largement cristallines affleurent en particulier au sommet du Mont Pelérat et du Mont Popey, ainsi que sur la crête qui part de ce dernier vers l'ouest, jusqu'à la Croix du Crêt. On en retrouve encore à l'ouest d'Ancy (en particulier à 1 km et à 2,2 km de cette localité). A l'œil, ces roches ont un aspect de diorite grenue, non orientée, le plus souvent à grain assez fin, de l'ordre de 2 à 3 mm, mais en quelques points localisés, atteignant parfois le centimètre. En d'autres parties au contraire, le grain s'affine, et le faciès devient intermédiaire entre celui des diorites franches et celui des cornes vertes dérivant d'amphibolites.

La structure microscopique de ces roches donne la clef de leur interprétation.

On y remarque en effet que les cristaux les plus grands sont extraordinairement déformés. Entre ces gros cristaux en piteux état, se développe une pâte toute différente, qui les envahit progressivement par toutes les fractures : c'est une fine et régulière mosaïque granoblastique de grains feldspathiques où se trouve répartie une multitude de petites aiguilles d'amphibole orientées dans tous les sens, particulièrement nombreuses au voisinage des gros cristaux de hornblende déformés. Cette pâte contraste avec les vieux cristaux par son remarquable état de fraîcheur, et il n'y apparaît pas la moindre trace de cataclase. Or, il est clair que la recrystallisation non orientée dont elle témoigne est l'œuvre du métamorphisme de contact. Par conséquent, avant le métamorphisme de contact, la roche était déjà une diorite, et même une diorite ayant beaucoup souffert. D'ailleurs le granite qui affleure au pied du Mont

Pelerat et du Mont Popey, juste au-dessous de ces diorites si cataclastiques, n'est pas lui-même déformé de la sorte. On retombe sur la même conclusion : les diorites existaient et avaient déjà subi d'intenses déformations *avant la mise en place* du granite. Il faut donc renoncer à toute explication associant la formation des diorites à cette mise en place.

En fait, les diorites des Monts de Tarare appartiennent à la série atteinte par le métamorphisme régional et si elles sont cataclastiques à un tel degré, c'est précisément à cause de ce dernier. D'ailleurs, abstraction faite du métamorphisme de contact, elles sont très comparables, au point de vue micrographique, aux roches éruptives (diorites et gabbros) du groupe de La Giraudière, ou plus encore du groupe de Violay, qui sont loin du granite.

Les analyses chimiques confirment ce rapprochement : les tendances calco-magnésiennes plutôt que ferriques, sodiques plutôt que potassiques qu'elles mettent en évidence sont celles des roches éruptives et des laves de toute la série de la Brévenne, qui n'ont aucun lien avec le granite (Analyses 35 et 36).

ANALYSES DE ROCHES DU GROUPE DU MONT ARJOUX

33 : Corne rose. Mont Popey (Rhône). — I.4.1'4 [2'.1.1'2].

An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.

34 : Corne verte (ancienne lave). Mont Arjoux (Rhône). — III.5'.(3)4'.5 [1(2).1(2).(2)3.2(3)].

An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.

35 : Corne dioritique. Mont Pelerat (Rhône). — II.5.3.4(5) [2.3'.(1)2.2'].

An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.

36 : Corne dioritique. 1,3 km à l'Ouest du Mont Popey (Rhône). — II.5.3'.4' [3.(1)2.1.2'].

	— 33 —	— 34 —	— 35 —	— 36 —
SiO ₂	72,50	49,55	51,50	48,15
Al ₂ O ₃	12,90	16,45	18,75	19,25
Fe ₂ O ₃	1,75	3,40	2,85	4,85
FeO	1,10	6,00	5,30	9,05
MgO	2,25	5,95	5,70	2,30
CaO	0,90	13,95	7,00	6,50
Na ₂ O	5,35	3,40	5,15	4,10
K ₂ O	2,75	0,35	1,20	1,20
TiO ₂	0,25	0,25	1,15	3,00
MnO	tr.	0,10	0,15	0,05
H ₂ O+	0,65	0,30	1,40	1,00
H ₂ O-	0,20	0,10	0,10	0,05
Total	100,60	99,80	100,25	99,50

CONCLUSION SUR LE GROUPE DU MONT ARJOUX

Pour résumer en quelques mots la nature du groupe, on peut remarquer qu'il tient beaucoup du groupe de La Giraudière (leptynites felsitiques, amphibolites, diorites), avec des passées de gneiss chloriteux albitiques très analogues à ceux du groupe d'Eveux et représentant probablement comme ceux-ci des sortes d'orthogneiss.

Le tout est plus ou moins transformé en cornéennes par le métamorphisme du granite de Saint-Laurent de Chamousset.

CHAPITRE II

LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE DANS LE DOMAINE SEPTENTRIONAL DES MONTS DE TARARE ET LA TERMINAISON MÉRIDIONALE DU BEAUJOLAIS

Après avoir passé, en venant de la vallée de la Brévenne, le massif granitique de Saint-Laurent, les premières roches cristallophylliennes que l'on rencontre sont des gneiss. Hors de l'auréole de contact du granite, on voit qu'il s'agit de gneiss chloriteux et de migmatites chloriteuses. C'est le groupe d'Affoux qui, nous le verrons, doit être disjoint de la série cristallophyllienne des Monts de Tarare proprement dite. Il ne sera pour cela pas décrit ici, mais fera l'objet d'un chapitre séparé ; on n'étudiera pour le moment que le groupe affleurant au nord : celui de Violay et les 2 massifs de granite sodiques associés, de Chindo et de Saint-Laurent.

LE GROUPE DE VIOLAY

Ses affleurements se répartissent en quatre aires géographiquement distinctes. Géologiquement, il forme un ensemble assez cohérent pour ne pas faire de ces zones d'affleurements autant de « groupes » lithologiques, mais les nuances entre elles sont assez marquées pour justifier une description successive de celles-ci plutôt qu'un exposé d'ensemble.

Au point de vue stratigraphique, le groupe repose sur les gneiss chloriteux du groupe d'Affoux au sud et il est recouvert par des terrains non métamorphiques d'âge viséen au nord.

Les quatre zones d'affleurements sont les suivantes :

- Bande de Pouilly-Violay-Valsonne : elle commence à la vallée de la Loire, dans la région de Pouilly-les-Feurs, se poursuit vers le nord-est, passe à Violay, et remonte vers le nord jusqu'à Valsonne. C'est le système de failles nord-sud faisant apparaître le Viséen à Tarare qui l'interrompt vers l'est.
- Environs du Gouget (au sud d'Affoux) dans le prolongement sud du système de failles précité : grauwackes, conglomérats et calcaires très légèrement métamorphiques et même fossilifères.

- Bande de Ternand : au-delà des terrains viséens de Tarare, réapparaît le groupe de Violay, prolongement un peu décalé vers le sud de la bande de Pouilly-Violay-Valsonne. Cette dernière zone d'affleurement passe au nord-ouest du massif granitique de Saint-Vérand, et atteint la vallée de l'Azergues, dans la région de Ternand.
- Région des Ponts-Tarrets. Le groupe de Violay est interrompu une nouvelle fois par le granite de Saint-Vérand. Il réapparaît à l'est et il affleure particulièrement bien dans la basse vallée du Soumans jusqu'à son confluent avec l'Azergues, aux Ponts-Tarrets (1 km à l'ouest de Légnv).

LA ZONE D'AFFLEUREMENTS DE POUILLY-VIOLAY-VALSONNE.

Elle a fait l'objet d'études relativement récentes de la part de J. Jung et E. Raguin (J. Jung et E. Raguin, 1936, J. Jung, 1939). Ces auteurs ont montré déjà que pour l'essentiel, elle était formée de grès pyroclastiques à chlorite et épidote, à structure détritique encore parfaitement reconnaissable malgré le métamorphisme, à vrai dire léger.

Le faciès principal : grès métamorphiques à épidote.

C'est dans une carrière située au bord de la route de Bussières à Violay, à 2,8 km à l'ouest de ce bourg, que cette roche est le plus facile à observer. A l'œil, c'est une roche assez compacte, d'un vert assez clair. Au microscope, elle apparaît formée de morceaux d'albite à macles fines et régulières, plus ou moins déformée et parfois légèrement parsemée de petits granules de zoïsite ou d'épidote (saussuritisation). Forme un peu arrondie mise à part (et d'ailleurs il y a également beaucoup de fragments qui sont plus ou moins anguleux ou rectangulaires) le faciès de ces cristaux est très voisin de celui qu'on trouve dans les roches éruptives, tufs et laves abondamment représentés dans les groupes que nous venons de décrire. Du quartz figure aussi parmi les grains. Le ciment est une pâte fine de quartz, de granules d'épidote, de quelques lamelles de chlorite, et souvent aussi d'amphibole. En bref, ce sont des grawackes un peu métamorphiques.

L'albite d'origine volcanique qui forme la plus grande partie du matériel détritique et la composition chimique (An. 37) relativement pauvre en silice et en potasse, tandis qu'abondent soude et chaux, lient ces formations avec les laves et roches éruptives décrites dans le domaine méridional de la Série de la Brévenne.

Gneiss chloriteux (= anciens grès grossiers).

Dans les grès métamorphiques relativement fins qui viennent d'être décrits, s'intercalent des passées à faciès de gneiss chloriteux à grain fin.

Au microscope, la nature de la roche apparaît avec évidence : on observe la même structure détritique que dans les grès typiques de la formation, simplement la taille des grains est un peu plus forte, et la foliation cristallophyllienne qui existait déjà dans les grès, mais n'était pas très apparente à l'œil, se manifeste ici plus clairement.

Micaschistes chloriteux.

D'autres passées sont au contraire plus fines, et du faciès grès, on passe au faciès schiste, que le métamorphisme léger qui affecte cette série a transformé en schistes à séricite et chlorite.

C'est surtout vers l'ouest, au voisinage de la vallée de la Loire, que se développe ce faciès, mais on le retrouve çà et là formant des couches plutôt minces dans les grès à épidote.

Schistes à chlorite, épidote, calcite, amphibole.

Parmi les schistes verts, intercalés dans les grès figurent aussi des termes bien plus calciques. On en trouve en différents endroits, par exemple au voisinage de Saint-Marcel-l'Eclairé mais c'est aux environs de Joux, en particulier à proximité du barrage à 1,5 km à l'est-nord-est de cette localité, que ces faciès sont le plus largement développés. Ce sont des schistes verts, plus ou moins clairs suivant qu'ils contiennent plus ou moins de calcite ou de feldspath. Au microscope, on note en abondance de la chlorite, de l'amphibole, parfois hornblende verte tendant à se décolorer, et plus souvent actinote ou même trémolite, de l'épidote et de la clinozoïsité et de la calcite. Au milieu de tout cela sont disposés des fragments d'albite altérés et déformés, parfois criblés de granules de zoïsité ou d'épidote (saussuritisation).

Ces roches représentent, selon toute vraisemblance, d'anciens tufs à tendance calcique, plus ou moins basiques, suivant leur teneur en feldspath.

Autres roches volcaniques ou éruptives.

Outre ces schistes à chlorite et calcite, on peut aussi rattacher sans doute à des tufs volcaniques quelques niveaux d'amphibolites, à hornblende d'un vert un peu bleuté en lame mince, épidote, chlorite, dans un fond feldspathique fin, avec une très petite quantité de quartz.

D'autre part, intercalés dans les grès aux environs de Violay, ou même dans les schistes à chlorite, calcite et épidote du barrage entre Tarare et Joux, apparaissent des niveaux rhyolitiques ou dacitiques sodiques. Vers le barrage en particulier, la roche est très caractéristique : sur une pâte grenue très fine, quartzo-albitique, se détachent d'abondants phénocristaux d'albite rectangulaires et des phénocristaux plus rares de quartz automorphe et corrodés de façon caractéristique « en doigts de gant » par la pâte. On note encore un peu de chlorobiotite et de phengite, de grandes plages d'épidote et un peu de calcite.

Les roches grenues elles-mêmes sont représentées, avec une diorite métamorphique associée à une amphibolite à épidote et qui affleure à 2,3 km au nord-nord-est de Violay, sur la route de Tarare. On y observe d'assez gros cristaux de labrador, très déformés, de l'amphibole qui paraît proche de l'actinote et qui s'altère en chlorite, de la zoïsité très abondante et enfin un peu de quartz. La structure en est très cataclastique, comme on l'observe dans toutes ces diorites reprises par le métamorphisme. Nous en avons déjà rencontré de semblables dans les groupes de La Giraudière et du Mont Arjoux et nous en retrouverons encore mieux développées dans la zone d'affleurements de Ternand (Groupe de Violay).

Poudingues, grès et schistes entre Valsonne et Saint-Clément.

On peut rattacher au groupe de Violay une zone d'affleurement occupant la partie amont de la vallée du Soumans, entre Valsonne et Saint-Clément. Ce sont des terrains très peu métamorphiques.

On y rencontre un curieux schiste bréchoïde, à 800 m au sud-sud-est de Valsonne. Dans un fond de schiste chloriteux fin où quartz et feldspath dominant sur les autres minéraux : chlorite, zoïsité répartie un peu partout en granules minuscules, et quelques grains d'épidote, se détachent des morceaux rectangulaires allongés et étroits, de 5 à 10 mm de longueur, d'as-

pect fibreux et qui se présentent au microscope comme une roche à grain excessivement fin, ressemblant au résultat de la dévitrification dans les vieilles roches volcaniques. L'aspect général de la roche évoque de façon assez frappante certaines brèches ponceuses, et l'étude microscopique ne contredit pas cette interprétation.

A cette curieuse formation font suite vers l'aval des schistes à peine métamorphiques. Au-delà, à un kilomètre en amont de Saint-Clément-sous-Valsonne, une carrière permet d'observer des roches très massives à grain très fin, avec quartz, feldspath, biotite ou chlorite (suivant les échantillons), et un peu d'épidote. Il pourrait bien s'agir d'une rhyolite ou d'une cinérite rhyolitique très fine.

Dans la même carrière sont associés à ces roches des conglomérats et grès grossiers métamorphiques, contenant des galets de roches à grain très fin (rhyolites, fragments d'autres laves séricitisées et saussuritisées, avec structure microlitique bien reconnaissable, quartzites à grain très fin...) dans un ciment de quartz, calcite, épidote et zoïsite, et touffes d'amphibole (hornblende verte qui semble s'altérer en épidote et en calcite).

Toutes ces roches sont très massives, et la schistosité cristallophyllienne n'y est guère apparente.

ENVIRONS DU GOUGET

Dans le prolongement du système de failles qui fait apparaître, au milieu des roches métamorphiques, une bande nord-sud de terrains viséens dans la région de Tarare, on rencontre des roches dont l'interprétation est assez difficile, mais importante pour la question de l'âge du métamorphisme.

Il s'agit d'une sorte de schiste gréseux ou plus exactement grauwaqueux, assez massif, dont le fond est très fin mais qui contient des galets de lave généralement claire et parfois scoriacée.

Dans cette formation sont emballées des lentilles de calcaire, assez importantes pour qu'on les ait autrefois exploitées. C'était le cas en particulier au Gouget, petit hameau situé à 1,5 km au sud d'Affoux (Loire). Une carrière devenue classique y a été étudiée et figurée par M.L. Gruner (1857, p. 130) et revue par A. Julien (1896, p. 202) qui y découvrit dans les calcaires des traces de *Zaphrentis* et dans les schistes associés une empreinte d'*Orthotetes crenistria*, espèce commune à plusieurs autres gisements viséens de la région. Alb. Michel-Lévy (1908) considérait lui aussi pour cette raison que ces terrains représentaient la base du Viséen.

D'autres affleurements de ce calcaire étaient connus à quelques centaines de mètres plus à l'ouest, au hameau de La Béroudiat, où l'on peut encore en retrouver de mauvais affleurements. Par contre, malgré les indications précises de Gruner, il ne m'a pas été possible de retrouver la carrière du Gouget ; abandonnée depuis trop longtemps, elle a été effacée par la croissance de la végétation et le calcaire apparemment, n'affleure plus. Mais dans les grauwaques un peu conglomératiques voisines, j'ai pu trouver deux petites empreintes d'encrine (diamètre d'environ 4 mm) témoignant qu'on est bien là sans doute dans les niveaux fossilifères décrits par A. Julien.

Fait important : les couches du Gouget sont très légèrement métamorphiques. Le calcaire de la Béroudiat par exemple est un calcaire gréseux contenant des morceaux de quartz arrondis assez abondants, quelques fragments de feldspath et plus rarement de zircon. Il est affecté par une schistosité marquée, soulignée par des paillettes de phengite. Dans la car-

rière même du Gouget, A. Julien (ouv. cit.) signale le métamorphisme des schistes où il a trouvé l'*Orthotetes*.

Quant aux roches conglomératiques, on s'aperçoit à l'examen microscopique que leur fond est très fin, constitué de tout petits cristaux engrenés, avec çà et là des morceaux disséminés d'albite, plus ou moins rectangulaires ou anguleux ou des fragments d'autres feldspaths complètement saussuritisés : ces caractères font penser à un tuf volcanique remanié. De toutes petites plages de calcite sont réparties en abondance dans la roche. D'autre part, des paillettes de chlorite fraîche et limpide apparaissent et déterminent une certaine schistosité : c'est là un effet caractéristique d'un *léger métamorphisme*.

A ce fond, rappelons-le, viennent s'ajouter des galets arrondis ou allongés mesurant de 1 cm à 1 dm et constitués de laves le plus souvent claires (rhyolites) et d'aspect parfois scoriacé.

Par tous ces caractères, les roches des environs du Gouget ne ressemblent pas beaucoup aux grès de Violay.

Leur composition chimique est également un peu différente, bien que parente, puisque la teneur en potasse y est un peu moins faible que dans toutes les roches du Groupe de Violay (Voir analyse 38).

De tout ceci ressortent les points importants suivants :

- les roches des environs du Gouget (conglomérats à ciment de tuf remanié fin, calcaires et schistes fossilifères) représentent probablement la base du Viséen,
- elles sont affectées par le métamorphisme général,
- ce dernier est très léger (fossiles conservés et à peine déformés).

Les couches du Gouget représentent donc apparemment l'extrême sommet de la Série métamorphique de la Brévenne.

Leur situation entre deux failles et la discontinuité des affleurements dans cette région empêchent malheureusement d'observer directement leurs relations avec le reste de la Série de la Brévenne d'une part, avec le Viséen franc non métamorphique d'autre part.

Nous aurons à reparler de cette question quand nous chercherons à établir l'âge de la Série de la Brévenne.

LA ZONE D'AFFLEUREMENTS DE TERNAND.

Le caractère un peu mixte, en partie sédimentaire, en partie éruptif du groupe de Violay y apparaît bien, puisqu'aux environs de Ternand on rencontre des calcaires métamorphiques et des quartzites, tandis que les roches éruptives s'y rencontrent sous forme de tufs assez basiques et de diorites (ces dernières particulièrement bien représentées aux environs de Létra).

Les calcaires métamorphiques.

Ils forment trois lentilles alignées, connues depuis longtemps et autrefois exploitées. L'une affleure au Mont Jone, au sud-ouest de Ternand, l'autre à Ternand même, et la troisième à Ronzière, sur la rive gauche de l'Azergues. Tous ces calcaires sont complètement recrystallisés, et je n'ai pas eu la chance d'y rencontrer de restes organiques reconnaissables. Ils sont un peu gréseux et contiennent quelques grains de quartz détritiques. On trouve même parfois un peu de feldspath. Le métamorphisme a développé des paillettes de phengite.

Signalons aussi la présence, à Ternand, de calcschistes chloriteux, riches en calcite, avec chlorite à granules d'ilménite et quartz fin, représentant peut-être un niveau marneux.

Quartzites.

A proximité immédiate des calcaires se trouvent des bancs bien plus franchement gréseux. Ce sont des quartzites un peu feldspathiques, et tendant vers une sorte de leptynite, qu'on trouve en particulier à Ternand et à Ronzière. Le feldspath qu'on y trouve est l'albite, en cristaux déformés. La roche renferme aussi un peu de phengite et de calcite. La recristallisation a effacé, dans une large mesure, la structure sédimentaire détritique originelle. Cela n'est pas étonnant pour un grès très quartzeux, beaucoup plus apte à recristalliser en quartzite, qu'une grauwacke comme celle qui s'est transformée en grès à épidote à Violay.

Roches éruptives.

Il faut probablement rapporter à d'anciens tufs assez basiques des schistes amphiboliques, tels qu'on les rencontre dans la vallée du Soumans, au départ de la route de Dième. Ils sont constitués d'actinote abondante, avec épidote et magnétite, cependant que les rares lits clairs renferment un feldspath séricitisé et saussuritisé, et une petite quantité de quartz.

Mais les plus caractéristiques sont les diorites, spécialement développées aux environs de Létra, dans la vallée de l'Azergues. La hornblende verte y forme de grands cristaux déformés, englobant parfois des cristaux automorphes de plagioclase. Elle tend sur ses bords à passer à l'actinote. Le feldspath est, semble-t-il, actuellement de l'albite, mais il est très saussuritisé, aussi devait-il s'agir à l'origine d'un plagioclase plus basique. On note encore la présence de chlorite, épidote, séricite, apatite. La structure est vaguement grenue, mais rendue assez confuse par la cataclase.

La composition chimique (An. 39) en fait une vraie diorite, avec les traits caractéristiques des termes éruptifs de la série : très grande richesse en calcium et magnésium, large dominance du sodium sur le potassium.

LA ZONE D'AFFLEUREMENT DES PONTS TARRETS.

Sous cette rubrique sont groupés les affleurements compris entre la vallée du Soumans, à partir du Massif granitique de St-Vérand jusqu'au confluent avec l'Azergues (Pons Tarrets), et la vallée de l'Azergues, entre les Pons Tarrets et le granite de Saint-Vérand.

On y trouve des faciès déjà rencontrés en d'autres occasions, tels que grès à épidote, schistes chloriteux, anciens tufs, laves métamorphiques, rhyolites, épidotites, et des roches éruptives grenues, diorites et gabbros telles que nous en avons déjà décrites.

Mais on y voit aussi des roches moins banales, telles que serpentines, norites et même pyroxénite à néphéline. Du côté acide, certains faciès de gneiss chloriteux semblent bien dériver de microgranite.

Le groupe de Violay, dans cette zone, se révèle ainsi d'une grande variété en types pétrographiques un peu insolites.

Grès et schistes à épidote, laves métamorphiques.

Il n'y a pas lieu d'insister longuement sur ces faciès, qui figurent déjà dans plusieurs des groupes précédemment décrits. Les grès sont très semblables aux grès à épidote de Violay, et comme dans cette région, des schistes verts y sont intercalés, qui sont parfois (mais c'est ici quand même l'exception) de vrais schistes sériciteux et chloriteux dérivant de pélites sédimentaires et plus souvent des schistes à chlorite, albite, épidote et zoïsité, amphibole, parfois

calcite, dans lesquels il faut vraisemblablement voir des tufs volcaniques assez calciques. L'épidote et la zoisite sont même parfois largement prépondérantes, et associées à l'amphibole, forment alors des bancs de véritables épidotites. Il arrive au contraire que le feldspath se fasse plus abondant en fragments anguleux de cristaux automorphes, montrant ainsi clairement qu'on a bien affaire à des tufs volcaniques. Dans toutes ces roches, l'amphibole ressemble parfois à une hornblende verte, rarement caractéristique, mais tendant, le plus souvent, à pâlir et à se rapprocher de l'actinote, quand l'angle Ng/C devient inférieur à 20°.

Des laves à structure bien conservée s'intercalent dans ces formations schisto-gréseuses : ce sont parfois des rhyolites, à pâte grenue très fine et riches en quartz, plus souvent des andésites à microlites bien reconnaissables, formés d'albite, accompagnés d'épidote, calcite, chlorite. Une roche de ce type a été analysée (An. 40) et présente les caractères chimiques caractéristiques de la série : pauvreté en potasse, richesse en soude, calcium, magnésium.

Diorites et gabbros métamorphiques.

Nous avons déjà rencontré des roches de ce genre, en particulier vers Brussieu, dans le groupe de La Giraudière, et également aux sommets et dans les environs du Mont Pelérat et du Mont Popey où elles sont affectées par le métamorphisme de contact du granite de St-Laurent.

On en retrouve en plusieurs points dans cette partie du groupe de Violay, par exemple dans la vallée du Soumans, à 1,5 km au sud-ouest de Saint-Vérand, ou bien à 2,2 km au sud-est de cette même localité, ou encore dans la vallée de l'Azergues, à 1,5 km au sud-ouest du Bois d'Oingt.

La roche de la vallée du Soumans (Analyse 41), d'après la classification de Lacroix, doit être rangée parmi les gabbros, mais elle est proche encore des diorites (p = (II) III). Elle est constituée de hornblende verte, plus pâle sur les bords, d'épidote abondante, et d'albite, assez proche de l'oligoclase et bourrée d'épidote (saussuritisation). Dans la vallée de l'Azergues, on rencontre à quelques mètres de distance une diorite à albite, actinote et épidote, et un gabbro plus franc, puisqu'on y remarque de nombreux cristaux résiduels d'augite, et du labrador plus ou moins envahi de séricite, mais peu saussuritisé. La composition chimique ne diffère d'ailleurs pas beaucoup de celle de la roche précédente (An. 42). Quant au métamorphisme, il se manifeste surtout par l'apparition d'actinote vert-bleu en fibres, autour de l'augite, qu'elle semble remplacer progressivement (ouralitisation). Il y a de l'épidote, mais plutôt en filonnets que dans la masse de la roche, où elle existe sans être abondante.

On distingue encore dans toutes ces roches une ancienne structure grenue, bien que les cristaux résiduels soient très déformés, et que le développement massif de l'épidote ou de l'actinote ait quelque peu oblitéré l'arrangement primitif.

Norites et actinotites.

Une norite, ou un gabbro noritique, affleure dans la vallée du Soumans, à 1 km des Ponts-Tarrets et à proximité du chemin descendant de la Flachère. L'hypersthène s'y distingue très bien à l'œil nu. Au microscope, ce minéral apparaît en gros cristaux altérés, déformés et disloqués, bourrés d'oxydes métalliques. A l'intérieur de quelques-uns d'entre eux subsiste un noyau formé d'augite (ce qui n'est pas rare dans les norites même en dehors du métamorphisme). Quelques cristaux sont uniquement formés d'augite. Autour des cristaux d'hypersthène et d'augite se développe une frange d'amphibole, en aiguilles perpendiculaires au bord des pyroxènes : il s'agit d'un phénomène d'ouralitisation. La même amphibole forme entre les cris-

taux de pyroxène un remplissage à structure nématoblastique dont l'état de fraîcheur contraste de façon frappante avec les reliques de pyroxènes ; il est manifeste que l'ouraltisation est l'œuvre du métamorphisme, puisque ses produits ne sont pas affectés par la cataclase qui a sévi sur les cristaux-reliques.

D'après ses caractères optiques : couleur vert pâle, $2V = -81^\circ$, α de l'ordre de 15° , cette amphibole de néoformation est une actinote, et on conçoit qu'à un stade de transformation plus poussé, une telle roche puisse se transformer en une actinotite.

Il semble que tel soit le cas pour une roche qui affleure à 1,5 km au sud-ouest du Bois d'Oingt, au même endroit que la diorite précédemment décrite. On n'y observe que de l'actinote, avec de la calcite, assez abondante, et un peu de chlorite. La composition chimique de cette actinotite (Analyse 43), très pauvre en alumine, la rapproche du groupe des norites et cela confirme ce que l'étude minéralogique suggérait déjà.

Serpentines.

On en trouve en particulier le long de la coupe du Soumans, à 1 km au sud-ouest des Ponts-Tarrets et sur la route qui se dirige au nord-ouest vers Saint-Vérand, à 200 m environ de sa bifurcation d'avec la route D 13, qui suit la vallée.

Ce sont des serpentines chloriteuses, formées à peu près uniquement, semble-t-il, d'antigorite. Cependant, l'échantillon de la route de Saint-Vérand renferme des amas d'une actinote presque incolore, alors que dans l'autre gisement, on distingue au microscope des fantômes quadrangulaires où se devine encore la trace de clivages parallèles, mais maintenant entièrement transformés en serpentine. Ces fantômes doivent rappeler le souvenir de cristaux d'amphibole ou de pyroxène. Il n'est guère possible de préciser davantage de quelles roches, sans doute ultra-basiques, dérivent ces serpentines.

Pyroxénite à néphéline.

Vers la bifurcation de la route D 13 E vers Saint-Vérand d'avec la route de Saint-Clément aux Ponts-Tarrets (suivant la vallée du Soumans), une passée vert clair semble à l'œil un peu différente du reste. Au microscope elle se révèle constituée essentiellement de pyroxène, dont les propriétés optiques (angle ng avec C : 40° , $2V$ de l'ordre de $+60^\circ$) s'accordent avec le diopside, mais dont le faciès très fibreux évoque la jadéite. Peut-être s'agit-il de diopside jadéitique. Zoïsite et épidote (pistacite) se rencontrent aussi dans la lame, de même que la calcite. Les vides entre les baguettes de pyroxène sont remplis par des plages généralement xénomorphes de néphéline, limpide, reconnaissable à sa biréfringence très faible et son caractère uniaxe négatif.

Un autre minéral incolore est également représenté, que son relief négatif et son angle d'axes de l'ordre de -60° rapproche d'un microcline anorthose, bien qu'il ne soit pas du tout mâclé.

Il s'agit là évidemment d'une roche exceptionnelle, que je n'ai retrouvée nulle part ailleurs, mais que je signale ici d'une part à cause de la rareté de la néphéline dans les séries métamorphiques et d'autre part parce qu'elle souligne une fois de plus la tendance sodique de l'activité éruptive ancienne de cette région.

Gneiss chloriteux.

Dans la vallée du Soumans, à 500 m environ des Ponts-Tarrets (confluent avec l'Azergues) affleurent des gneiss chloriteux.

Ils sont nettement intercalés dans les tufs, schistes et grès à épidote du Groupe de Violay, toutes formations très peu métamorphiques, ce qui exclut l'hypothèse de gneiss rétro-morphosés. Leur aspect est assez variable. Parfois il évoque de façon frappante un microgranite : des phénocristaux sont répartis dans une pâte claire très fine. On note même la présence de cristaux de microcline rectangulaires de 1 à 2 cm.

La plupart du temps, cependant, le microcline n'est pas représenté et les cristaux de feldspath visibles, beaucoup plus petits (quelques mm) sont constitués par de l'albite, dans un fond encore relativement massif et clair. Enfin, en d'autres points, un large développement de mica blanc et de chlorite confère à la roche un aspect beaucoup plus gneissique.

En lame mince, on note la présence de quartz, d'albite, de séricite ou de paillettes plus grandes de phengite, de chlorite avec ilménite dans les clivages et inclusions de zircon, donnant des auréoles pléochroïques bien développées, enfin d'épidote et d'apatite. Ajoutons à cela les grands cristaux de microcline dans la roche d'aspect microgranitique.

Malgré les différences d'aspect de ces roches, différences qui se retrouvent en lame mince, deux traits restent constants. Les cristaux de feldspath, relativement gros, sont répartis dans une pâte fine, quartzo-feldspathique dans l'échantillon à faciès microgranitique, et plutôt quartzreuse dans les autres.

L'autre point commun est une intense cataclase : les gros cristaux de microcline, là où ils existent, sont fracassés, les cristaux de quartz (assez rares) qui ne sont pas dans la pâte sont déformés, comme sont déformés les cristaux d'albite, la phengite est généralement violemment tordue cependant que la pâte fine prend le plus souvent une allure étirée en tout petits morceaux allongés et engrenés avec extinction roulante.

En fait, ces roches sont des mylonites. Mais elles ne sauraient résulter seulement du broyage des roches avoisinantes, de composition très différente et dont les cristaux sont bien plus petits. Dans l'état où elles sont, il n'est évidemment pas facile de trouver leur origine.

Ce qui me semble la moins mauvaise hypothèse est la suivante : il s'agirait d'orthogneiss, mis en place sous forme microgranitique au moment, ou plutôt un peu après la fin, des émissions volcaniques ayant constitué la série. Il est bien possible que des contraintes dues au métamorphisme commençant s'exerçaient déjà.

Au cours du métamorphisme, certaines parties sont restées peu transformées, le microcline en phénocristaux est demeuré, tandis qu'il apparaissait peu de séricite. Dans les parties moins résistantes, et peut-être même schisteuses dès l'origine (si la mise en place est plus ou moins contemporaine du métamorphisme), le microcline a pu se résorber et sa potasse servir à la fabrication de séricite et de phengite, suivant les processus décrits par J. de Lapparent (1909). Le faciès en devenait d'autant plus gneissique, cependant que l'albite restait le seul feldspath, après avoir exsudé le calcium du plagioclase initial (qui ne devait pas en contenir beaucoup) sous forme d'une petite quantité d'épidote.

La mylonitisation serait intervenue après, tant dans les phases ultérieures de métamorphisme qu'au cours des mouvements tectoniques, à cause des différences considérables de rigidité entre ces orthogneiss plus ou moins transformés et les tufs encaissants.

On peut rappeler à ce sujet qu'il existe des roches analogues dans les groupes de Saint-Julien-sur-Bibost et d'Eveux-sur-l'Arbresle (domaine méridional des Monts de Tarare).

On a déjà vu les raisons qui incitent à faire de ces roches, comme dans le cas qui nous occupe, des orthogneiss dérivant de granites un peu spéciaux, mis en place au cours du métamorphisme ou de mouvements tectoniques.

CONCLUSION SUR LE GROUPE DE VIOLAY

En dépit de la variété des types lithologiques, il se dégage cependant que le groupe de Violay est d'origine mixte : sédimentaire et éruptive ou pyroclastique. Les sédiments dominent vers l'ouest : grès à épidote, micaschistes chloriteux. Ils sont encore bien représentés en allant vers le nord-est : calcaires de Ternand, du Mont Jone, de Ronzière ; grès et conglomérats de Saint-Clément-sous-Valsonne, grès quartziteux de Ternand et Ronzière. Mais dans cette partie orientale se développent surtout des faciès éruptifs, le plus souvent à tendance basique : laves et tufs calciques, gabbros et diorites, norites, serpentines et pyroxénites à néphéline. Des bancs de grès à épidote y rappellent cependant la continuité entre ces formations et les roches des environs de Violay : c'est seulement la proportion qui varie.

D'autre part, c'est dans le groupe de Violay que l'on rencontre, à vrai dire encastés entre deux failles et sans qu'on puisse saisir le rapport direct entre les formations, les terrains très légèrement métamorphiques et fossilifères des environs du Gouget, représentant très probablement (A. Julien, 1896) la base du Viséen. Sans qu'on puisse l'affirmer, on serait volontiers tenté de rapprocher de ces horizons les conglomérats et schistes des environs de Saint-Clément-sous-Valsonne, qui sont également très peu métamorphiques.

ANALYSES DE ROCHES DU GROUPE DE VIOLAY

- 37 : Grès à épidote. Violay (Loire).
An. A. Fournet, Clermont, 1939.
- 38 : Tuf remanié à chlorite. Le Gouget, 1,5 km au nord d'Affoux.
An. Nouv. C. Rouger, Clermont, 1955.
- 39 : Diorite métamorphique. Vallée de l'Azergues, 500 m au S.O. de Létrà (Rhône).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.
II'.5.4(5).4 [1.2(3).2.2].
- 40 : Andésite métamorphique. Vallée du Soumans. 1,9 km au S.E. de Saint-Vérand (Rhône).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.
II.5.3.5 [3.1.1.3] en conservant CaO de la calcite.
II.4(5) 3.5 [3.1.1.3] en éliminant CaO de la calcite.
- 41 : Gabbro métamorphique. Vallée du Soumans, 2 km à l'O.-S.O. des Ponts-Tarrets.
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.
II(III).5.3'.4(5) [2.2.2'.(1)2].
- 42 : Gabbro métamorphique. Vallée de l'Azergues. 1 km au S.O. du Bois d'Oingt (Rhône).
An. nouv. J. Orliac, Clermont, 1957.
(II)III.5.'4.5 [2.2.2 2].
- 43 : Actinotite. Vallée de l'Azergues. 1 km au S.O. du Bois d'Oingt (Rhône).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.
IV'.5.5.5 [1'.1(2) 2.1'] en conservant CaO de la calcite.
IV.4(5).5 5. [1'.1.1'.1'] en éliminant CaO de la calcite.

	— 37 —	— 38 —	— 39 —	— 40 —
SiO ₂	59,9	51,20	46,85	45,20
Al ₂ O ₃	16,8	15,60	20,70	22,90
Fe ₂ O ₃	0,98	2,60	0,95	4,70
FeO	7,2	5,10	5,35	6,25
MgO	1,98	5,80	8,10	4,10
CaO	5,0	6,80	12,95	4,40
Na ₂ O	3,8	2,30	1,35	3,90
K ₂ O	0,9	1,55	0,75	0,35
TiO ₂	2,0	1,10	0,30	2,00
P ₂ O ₅	0,08	0,00	n.d.	n.d.
MnO	0,15	0,15	0,15	tr.
CO ₂	—	2,85	—	1,00
H ₂ O+	1,5	3,85	2,20	4,60
H ₂ O—	0,05	0,40	0,20	0,80
Total	100,34	99,30	99,85	100,20

	— 41 —	— 42 —	— 43 —
SiO ₂	49,95	48,70	45,15
Al ₂ O ₃	16,05	16,60	5,10
Fe ₂ O ₃	5,60	3,85	3,65
FeO	2,40	5,0	3,50
MgO	8,20	8,20	20,10
CaO	11,25	10,20	11,90
Na ₂ O	3,50	3,15	0,20
K ₂ O	0,80	0,45	tr.
TiO ₂	1,10	1,0	0,10
P ₂ O ₅	n.d.	tr.	n.d.
MnO	0,05	0,10	—
CO ₂	0,0	—	5,30
H ₂ O+	1,30	2,50	4,70
H ₂ O—	0,15	0,45	0,20
Total	100,35	100,20	99,95

LES MASSIFS GRANITIQUES DE CHINDO ET DE SAINT-VERAND

Ce sont deux masses granitiques vaguement allongées suivant la direction générale des couches (sud-ouest-nord-est) et intrusives dans le groupe de Violay. Les granites qui les constituent, ainsi que les roches qui leur sont associées, sont identiques dans les deux cas.

ASPECT SUR LE TERRAIN

Trois particularités sont constantes et caractéristiques :

— c'est un granite à grain variable, toujours fin, parfois très fin, de couleur le plus souvent rosée ;

- il est toujours chloriteux (sauf à proximité du granite de Saint-Laurent, où le métamorphisme de contact fait réapparaître un peu de biotite) ;
- il a le plus souvent un aspect mylonitique, parfois très accentué, mais il n'est guère schisteux.

D'autre part, il est étroitement associé avec des roches sombres, de nature microdioritique, qui forment en son sein des sortes de bancs, plus ou moins concordants avec la direction d'ensemble des masses granitiques, ou bien constituent les morceaux d'une brèche éruptive dont le granite est le ciment.

ETUDE MICROSCOPIQUE

On distingue habituellement, dans le granite, les minéraux suivants :

Quartz.
 Albite, voisine de An_0 , plus ou moins séricitisée.
 Chlorite.
 Epidote, en général peu abondante.
 Zircon.
 Rutile et ilménite.
 Apatite.
 Magnétite, parfois martitisée.
 Quelquefois allanite.

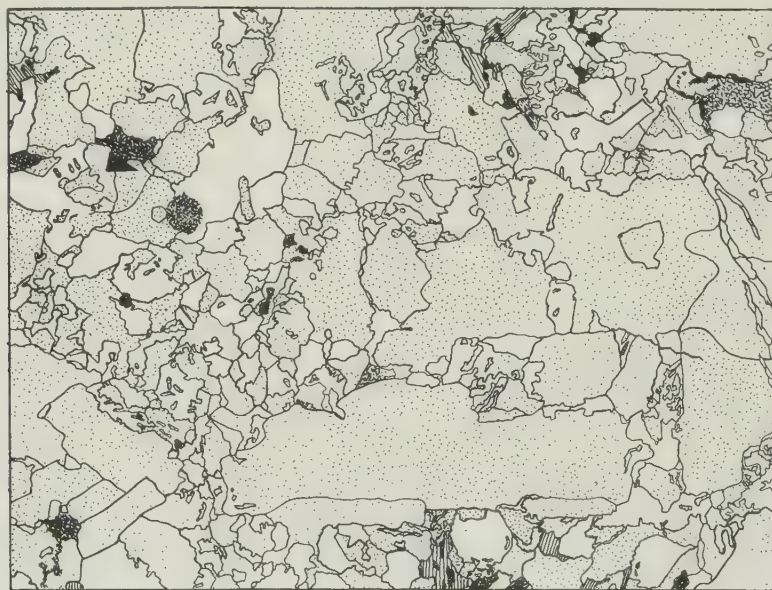


FIG. 6. — Structure en plaque mince du granite de Saint-Vérand ($\times 20$).

Quartz : blanc. — Albite : pointillé. — Chlorite en lames : hachuré.
 Chlorite en agrégats : guilloché. — Minéral : noir.

Un peu de microcline sodique y peut apparaître, très rarement et toujours en très petite quantité.

L'albite forme des cristaux rectangulaires, automorphes. Le quartz a tendance, lui aussi, à cristalliser suivant ses formes propres ou bien à se grouper avec l'albite en associations gra-

phiques, affectant alors des formes polygonales plus ou moins compliquées. Cette tendance est toujours marquée, parfois assez peu, parfois jusqu'à donner naissance à des micropegmatites bien développées.

La chlorite se présente de deux façons différentes. En grandes paillettes, elle résulte manifestement de la transformation d'ancienne biotite, aussi contient-elle en abondance de l'ilménite et du rutile dans ses clivages, cependant que les cristaux de zircon habituellement présents dans la biotite y sont encore, avec leur auréole pléochroïque bien conservée. Mais la chlorite forme aussi des agrégats de très petites lamelles enchevêtrées, en amas arrondis ou bien garnissant des fentes et témoignant ainsi que ces dernières sont contemporaines ou antérieures à sa formation.

Il ressort de cela que nous avons affaire à un granite ayant subi un léger métamorphisme régional. La chloritisation générale de la biotite ne peut s'expliquer uniquement par des processus de cataclase ; nous avons vu que celle-ci était fréquente, mais dans les parties où la structure est très bien conservée, sans trace de cataclase intense, la transformation est tout aussi complète. Quant aux fissures elles-mêmes, tapissées par la chlorite de néoformation, elles sont antérieures au métamorphisme ou bien, ce qui est le plus probable, contemporaines et liées aux tensions métamorphiques.

Les granites de Saint-Vérand et de Chindo sont donc antérieurs au métamorphisme du groupe de Violay.

Quant aux filons et bancs de microdiorite, ils présentent au microscope une structure intersertale bien reconnaissable, mais passablement cataclastique. Le feldspath qui constitue le réseau est assez variable, andésine ou labrador. Il forme des cristaux allongés, déformés et tronçonnés, avec la chlorite de néoformation qui se développe dans les cassures.

On note aussi la présence d'amphibole très altérée, en voie de disparition, envahie par la calcite et l'épidote. Il y a un peu de quartz, mais très peu.

On a encore affaire à des roches éruptives antérieures au métamorphisme du Groupe de Violay : il s'y manifeste par la déformation du feldspath, l'instabilité de l'amphibole et la néoformation de chlorite et d'épidote. Il faut remarquer que le feldspath est très peu saussuritisé.

ETUDE CHIMIQUE

- 44 : Granite alcalin de Saint-Vérand. 2,2 km à l'O.-N.O. du Bois d'Oingt (Vallée de l'Azergues).
An. nouv. F. Théron, Clermont, 1955.
I.4.1.(4)5 [2.1.1.(2)3].
- 45 : Granite de Chindo. 1,8 km au N.-N.O. de Pouilly-les-Feurs (Loire).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.
I.4.2.5 [3.1.1.3].
- 46 : Microdiorite associée au granite de Saint-Vérand. 2 km à l'O.-S.O. de Saint-Vérand (Vallée du Soumans).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.
II.(4)5.(3)4.4 [2.1.1.3].

	— 44 —	— 45 —	— 46 —
SiO ₂	72,20	69,10	48,85
Al ₂ O ₃	13,32	14,85	18,80
Fe ₂ O ₃	1,55	1,90	2,85
FeO	1,65	1,90	6,90
MgO	1,55	1,50	4,70
CaO	0,70	1,65	7,50
Na ₂ O	6,20	6,40	2,35
K ₂ O	1,05	0,50	1,55
TiO ₂	0,30	0,55	2,0
P ₂ O ₅	0,10	n.d.	n.d.
MnO	0,05	tr.	tr.
CO ₂	—	—	1,46
H ₂ O+	1,60	1,20	3,44
H ₂ O—	0,20	0,15	0,80
Total	100,47	99,70	100,65

En toute rigueur, le granite de Chindo devrait être classé parmi les diorites quartziques, puisqu'il n'est pas purement alcalin (paramètre $r=2$), comme l'est le granite de Saint-Vérand. Mais son faciès est plutôt granitique et le feldspath qui le constitue est l'albite.

Plus intéressante que cette question de mot est la parenté évidente qui lie ces roches, aussi bien les granites que les microdiorites qui y sont associées, avec toutes celles de la série volcanique métamorphique de la Brévenne. La composition du granite rappelle beaucoup celle des leptynites felsitiques des groupes de La Giraudière et de Saint-Julien-sur-Bibost, cependant que la richesse en calcium de la microdiorite la rapproche des nombreux tufs et laves calciques que nous avons déjà eu l'occasion de décrire.

Ainsi se trouve établie la liaison étroite des granites de Saint-Vérand et Chindo et de leur cortège microdioritique, avec la série volcanique métamorphique.

CONCLUSION SUR LES MASSIFS GRANITIQUES DE CHINDO ET SAINT-VÉRAND

La parenté étroite de ces deux massifs avec la série volcanique qu'ils traversent est évidente : ils en ont les caractéristiques chimiques et ils ont subi le même métamorphisme.

Il ne saurait donc s'agir d'un prolongement un peu mylonitique du granite de Saint-Laurent de Chamousset, comme l'a admis Alb. Michel-Levy (1938, p. 111).

D'autre part, il est fréquent que la roche ait un aspect microgranitique, lorsque son grain s'affine. Les micropegmatites qu'on y observe au microscope se rencontrent habituellement dans les microgranites ou les faciès voisins des microgranites.

Tout ceci laisse à penser que les massifs en question ne se sont pas formés à grande profondeur, et que leur cristallisation a dû être assez rapide.

Ils apparaissent, ainsi que l'indiquent J. Jung et E. Raguin (1936), comme des laccolites, mis en place peu après le dépôt des grès et tufs pyroclastiques qui les environnent. Ils ont cristallisé sous une couverture sans doute assez peu épaisse, et avant le métamorphisme de la série encaissante, auquel ils ont été soumis.

CHAPITRE III

VUES D'ENSEMBLE SUR LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE

CARACTERES D'ENSEMBLE DE LA SERIE

De toutes les descriptions précédentes, il ressort que la Série de la Brévenne s'est constituée à partir de formations mixtes, pour une part sédimentaires (grauwackes de Violay, poulingues et grès de Saint-Clément-sous-Valsonne, calcaires de Ternand, du Mont Jone et aussi du Gouget et de La Béroudiat, niveaux quartzitiques de Ternand et de Ronzière, sans parler des niveaux schisteux ou gréseux plus minces que l'on trouve un peu partout) et pour une part bien plus grande, éruptives ou pyroclastiques (laves et tufs de basicité variable, des rhyolites aux basaltes).

Dans cet ensemble se sont mises en place, sous forme de sills ou de laccolites, des roches éruptives grenues passant des granites alcalins (Massifs de Saint-Vérand et de Chindo) par des diorites (Mont Pelerat, Mont Popey, Létra), des gabbros (Vallées du Soumans et de l'Azergues) jusqu'à des roches très basiques, norites et serpentines (Vallée du Soumans).

Tout ceci a été pris dans un métamorphisme assez peu intense pour que les structures éruptives ou sédimentaires soient, dans la plupart des cas, conservées et encore bien reconnaissables, en dépit des modifications survenues.

LE POINT DE VUE STRATIGRAPHIQUE : RELATIONS DES GROUPES ENTRE EUX

Essayer de définir l'ordre de superposition des groupes est une chose moins commode qu'il ne le paraît et qui ne va pas sans incertitudes. Le pendage des couches, la plupart du temps, est tourné vers le nord ; on doit donc s'attendre à trouver des couches de plus en plus superficielles en allant dans cette direction.

Dans le détail cependant, on trouve souvent des directions ou des pendages différents qui brouillent les choses.

Il y a aussi l'interruption causée par le granite de Saint-Laurent de Chamousset qui empêche de voir directement les relations entre les domaines méridional et septentrional des Monts de Tarare.

Enfin, il est très possible que des accidents tectoniques échappent à l'observation : ces laves rigides, ces tufs à cristaux relativement gros soumis au métamorphisme ont été déformés

toujours, ils sont hachés de multiples petites failles. On trouve ainsi un peu partout des mylonites dont on ne peut guère préciser la signification, faute de véritables niveaux-repères, puisque la récurrence est la règle dans cette série, faute aussi d'affleurements assez continus.

Que des accidents tectoniques existent, la preuve en est donnée par les petits lambeaux houillers de La Giraudière ou de l'Arbresle, pincés dans la série, et plus encore par le bassin houiller de Sainte-Foy-l'Argentière qui s'y étale largement.

Il n'est donc pas impossible que l'interprétation donnée ci-dessous soit en réalité une représentation assez grossière d'une réalité plus complexe.

DOMAINE MÉRIDIONAL

Dans le domaine méridional, à hauteur de Chevinay, là où les affleurements de la Série de la Brévenne sont les plus étendus, les pendages assez réguliers amènent à admettre la superposition suivante, de haut en bas :

- Groupe du Mont Arjoux
- Groupe de Saint-Julien-sur-Bibost
- Groupe de La Giraudière.
- Groupe de Courzieu-Sain-Bel.

Ce qui revient à tracer l'évolution de la série comme suit : les émissions volcaniques ont commencé par des laves de basicité moyenne, comprenant des albitophyres, des roches à composition basaltique, avec des niveaux plus restreints de rhyolites (Groupe de Courzieu-Sain-Bel).

Ensuite se sont succédées des éruptions de tufs, tantôt relativement basiques, tantôt acides (cinérites), alternant régulièrement : ces roches sont à l'origine des amphibolites et des leptynites felsitiques du Groupe de La Giraudière. Il faut y ajouter des sills de gabbros ou diorites.

Progressivement, les cinérites rhyolitiques sont devenues plus abondantes : c'est le Groupe de Saint-Julien, où l'on trouve aussi des laves rhyolitiques franches qui doivent représenter de vraies coulées.

Vers le sommet cependant, parmi ces roches réapparaissent des laves plus basiques, tandis que des diorites s'intercalent en filons-couches : c'est le groupe du Mont Arjoux.

Mais il existe une autre interprétation possible, suivant laquelle le Groupe du Mont Arjoux représenterait la réapparition du Groupe de La Giraudière, dont il est proche au point de vue lithologique. Dans ce cas, le Groupe de Saint-Julien formerait le sommet de la série et constituerait le noyau d'un synclinal déversé vers le Sud, les plissements étant pratiquement isoclinaux.

Il n'est pas facile de trancher entre les deux hypothèses, mais la seconde aurait les avantages de ne pas exiger de retour en arrière dans la variation des produits volcaniques vers le pôle acide, telle qu'elle se manifeste en passant des Groupes de Sain-Bel et La Giraudière à celui de St-Julien, et d'expliquer plus facilement pourquoi on retrouve immédiatement au-delà du granite de Saint-Laurent le groupe des gneiss chloriteux d'Affoux qui n'est autre, nous le verrons, que le prolongement du socle gneissique (Série des Monts du Lyonnais) de l'empilement volcanique.

Il est donc plus satisfaisant de penser que la Série de la Brévenne, dans le domaine méridional, est reployée en un synclinal déversé vers le Sud et qui ramène au-dessus des leptynites felsitiques de Saint-Julien l'association leptynites-amphibolites-diorites-gabbros du Groupe

pe de La Giraudière, transformée par le métamorphisme de contact ultérieur pour donner les cornéennes du Groupe du Mont Arjoux.

C'est plus satisfaisant ; ce n'est pas pour autant démontré.

Il faut ajouter à tout cela les gneiss chloriteux d'Eveux-sur-l'Arbresle, résultant peut-être de la mise en place dans le Groupe de Sain-Bel d'un granite orienté, au cours du métamorphisme. Rappelons cependant que l'interprétation de ces roches ne va pas sans difficulté (voir description du Groupe d'Eveux).

DOMAINE SEPTENTRIONAL

Le Groupe de Violay représente la base de la série, puisqu'il repose sur les gneiss, mais il n'est pas évident pour autant qu'il constitue l'équivalent exact du Groupe de Courzieu-Sain-Bel car rien ne prouve de façon péremptoire que les dépôts éruptifs aient commencés partout au même moment.

Le Groupe de Violay est sûrement le prolongement des formations du domaine méridional, mais on ne peut guère dire s'il correspond à tel ou tel des groupes de ce dernier, ou s'il représente un niveau encore plus récent dans la série.

LE POINT DE VUE MINERALOGIQUE

CARACTÈRES DOMINANTS

Un trait des plus remarquables et des plus constants dans la série est la présence d'albite dans presque toutes les roches, jusqu'aux plus basiques.

Ce minéral est à peu près toujours déformé et cassé, rarement recristallisé. Il affecte le plus souvent la forme de microlites ou de cristaux automorphes rectangulaires à macles fines et régulières : c'est là un faciès de feldspath de roche éruptive, et plus particulièrement volcanique.

La hornblende, quand elle se présente en cristaux assez gros (quelques mm) est toujours très déformée et cassée ; elle fait figure de relique. D'ailleurs, elle apparaît souvent en voie de transformation en épidote, chlorite et calcite. Les pyroxènes sont ouralitisés.

ORIGINE DE L'ALBITE

Il est surprenant de rencontrer l'albite dans des roches éruptives relativement basiques, telles que diorites, gabbros et basaltes.

Une première explication qui se présente à l'esprit est la suivante : les roches en question ont été portées dans des zones de métamorphisme assez superficielles, où les plagioclases calciques ne sont pas stables, aussi l'albite a-t-elle pris naissance à leur place.

Cela peut donner satisfaction dans quelques cas, mais paraît insuffisant la plupart du temps. Voici pourquoi : le processus par lequel un plagioclase trop calcique pour une zone de métamorphisme superficiel se transforme en albite est bien connu : c'est la saussuritisation, dans laquelle des granules de zoïsité, chargée de l'excès de calcium, apparaissent à l'intérieur du feldspath qui en est parfois criblé.

Bien que le phénomène se rencontre, et même assez fréquemment, dans la Série de la Brévenne, il n'explique pas tout, car souvent les granules de zoïsité ou d'épidote ne sont pas très abondants.

Il arrive que dans des roches fort basiques, telles que certains gabbros à grain fin du Groupe de La Giraudière, l'albite soit limpide et que la roche ne contienne pratiquement pas d'épidote, cependant que le minéral calcique qui y figure, la hornblende, fait figure lui aussi, de minéral antérieur au métamorphisme, et déformé par lui.

Si l'on veut prétendre que la mobilité chimique était alors assez grande pour permettre au calcium libéré d'émigrer purement et simplement, il semble anormal que dans un tel remaniement, le feldspath se soit laissé arracher son calcium, casser et déformer sans recristalliser en un fond granoblastique. Il paraît plus simple de penser que dans ces cas-là, le feldspath était déjà de l'albite, avant le métamorphisme.

Or, les roches basiques à albite existent, ce sont les spilites, sortes de basaltes à albite, et les diabases albitiques qui leur sont associés.

Ces roches se rencontrent sur la bordure des géosynclinaux en voie d'affaissement et sont en général le résultat d'éruptions sous-marines, à moins qu'elles ne s'insinuent sous forme de sills dans des sédiments encore humides (Turner et Verhoogen, 1951, pp. 201-212).

On discute encore pour savoir si dans ces roches l'albite est parfois primaire ou si elle résulte toujours de transformations secondaires au moment de la mise en place dans la mer ou dans des sédiments encore gorgés d'eau de mer.

De toutes façons, il ne s'agit pas là de métamorphisme (au sens restreint de « processus donnant naissance à des schistes cristallins »).

D'autres particularités accompagnent le faciès spilitique : l'olivine et le pyroxène, instables dans les conditions de formation de ces roches, se décomposent pour donner en abondance actinote, épidote, chlorite et même calcite, en utilisant le CO_2 des carbonates dissous dans l'eau de mer.

Il se constitue ainsi un faciès qui mime les effets d'un épi-métamorphisme (zone des Micaschistes supérieurs).

On reconnaît là le faciès de beaucoup de nos tufs métamorphiques où, avec l'albite, coexistent épidote, chlorite et calcite étroitement associées. On ne peut guère faire ici la distinction entre ce qui est dû au faciès spilitique et ce qui est dû au métamorphisme, mais il est très vraisemblable que la part du premier processus est considérable.

D'autre part, dans les séries spilitiques types, les roches basiques sont fréquemment associées avec des roches acides, à grain fin et riches en soude, souvent appelées « kératophyres ». Les leptynites felsitiques des groupes de La Giraudière et de Saint-Julien, les rhyolites en coulées intercalées çà et là, en sont les équivalents exacts dans la Série de la Brévenne.

De façon classique également, avec les roches de type spilitique sont associées des roches basiques à faciès « normal » et des roches ultrabasiques.

Or, il existe du labrador dans certaines diorites du Groupe du Mont Arjoux et dans les gabbros de la Vallée de l'Azergues : ce sont des roches à « faciès normal ».

Les norites plus ou moins transformées en actinotites et les serpentines figurent, elles, les roches ultrabasiques.

La Série de la Brévenne apparaît donc comme une association spilites-kératophyres tout à fait bien caractérisée.

Son étude chimique va d'ailleurs nous en apporter une confirmation éclatante.

LE POINT DE VUE CHIMIQUE

CARACTÈRES CHIMIQUES DE LA SÉRIE

Le seul examen superficiel des analyses chimiques montre déjà que toutes les roches éruptives de la série ont pour trait commun un caractère franchement calco-sodique, avec une pauvreté extrême en potasse.

Les représentations graphiques mettent en évidence de façon encore plus nette l'unité chimique de la série, en dépit d'un petit nombre d'écarts assez notables de la part de certaines roches.

Ainsi le classique diagramme de variation magmatique, construit en reportant les valeurs des paramètres de Niggli : *al*, *fm*, *c* et *alc* en fonction de *si* conduit très facilement à des courbes régulières.

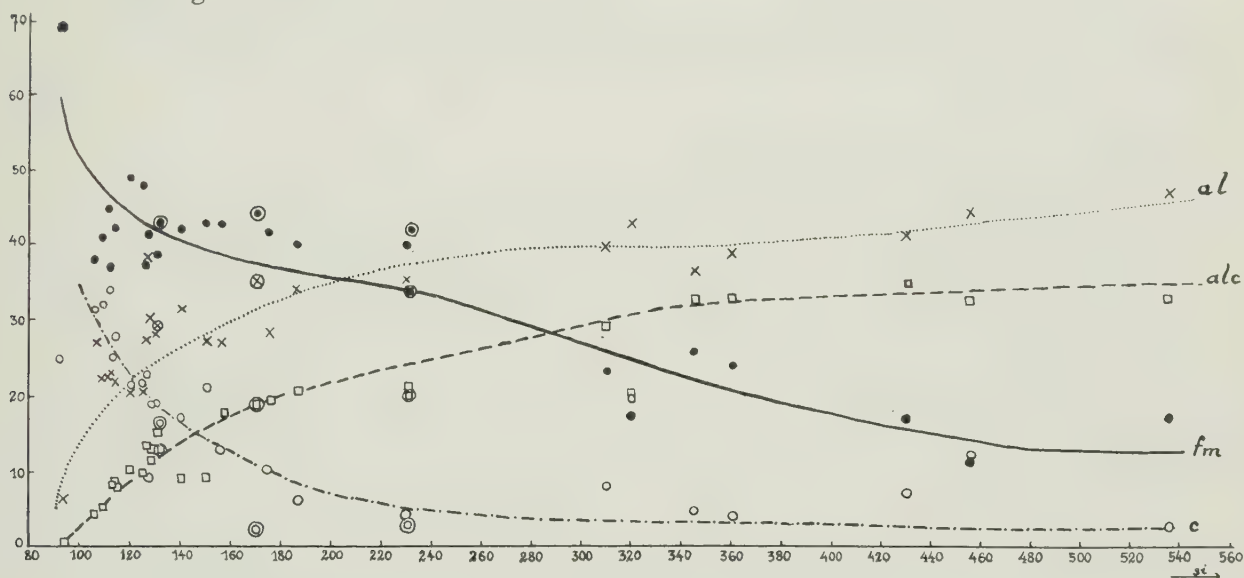


FIG. 7. — Diagramme de variation de la Série de la Brévenne (Paramètres de Niggli).
Les signes encadrés se rapportent aux albitophyres du Morvan.

On peut aussi employer la représentation proposée par J. Jung (1955) et inspirée de M.A. Peacock (1931), où l'on reporte en fonction de la teneur en silice le rapport

$$R = \frac{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{CaO}} \times 100$$

On obtient encore une répartition régulière, qu'on peut schématiser par une courbe coupant l'ordonnée $R = 50$ pour $\text{SiO}_2 = 53$ (Fig. 9, p. 103).

L'indice de calco-alcalinité est donc $i = 53$, ce qui caractérise une association « alcali-calcique » selon la terminologie de M.A. Peacock.

Une première conclusion se dégage : c'est qu'il n'apparaît aucune différence de comportement entre les roches grenues : épi-gabbros, épi-diorites, granites chloriteux, et les laves : épi-basaltes, albitophyres, rhyolites. Les points représentatifs des unes et des autres se groupent dans les mêmes zones et suivant les mêmes courbes.

Il se vérifie donc que les roches plus ou moins grenues et les laves de cette série sont étroitement associées et doivent être contemporaines ou sub-contemporaines.

COMPARAISON AVEC LES LAVES DU MORVAN ET DU ROANNAIS

Il n'est pas nécessaire d'avoir recours à des procédés graphiques pour s'apercevoir que les laves et roches éruptives *post-dévonniennes* du Morvan et du Roannais (Alb. Michel-Lévy, 1908), sont de nature chimique très différente des roches de la Brévenne : il s'agit d'orthophyres, de tufs rhyolitiques, de microgranites et de granites, tous riches en potasse.

Par contre, le groupe des albitophyres famenniens du Morvan est très voisin des albitophyres du Lyonnais et des Monts de Tarare. Si l'on porte sur les diagrammes de la Série de la Brévenne ses points représentatifs, on constate que ceux-ci se disposent très bien dans les mêmes groupes et suivant les mêmes courbes.

Ainsi se trouve précisée l'analogie lithologique étroite, déjà remarquée par Alb. Michel-Lévy (feuille de Lyon, 2^e édition) entre les laves dévoniennes du Morvan et la série volcanique métamorphique de la Brévenne.

COMPARAISON AVEC LES SÉRIES CLASSIQUES

Les représentations graphiques sont très commodées pour comparer les séries entre elles.

On peut ainsi mettre en parallèle les courbes de variation des paramètres de Niggli avec celles des provinces classiques : calco-alcaline (Pacifique), sodique (Atlantique) et potassique (Méditerranéenne) (P. Niggli et P.J. Beger, 1952, pp. 198-200).

On peut aussi établir des comparaisons avec les séries des Monts Cascades et de Tahiti, en se servant de la représentation proposée par J. Jung (1955).

On s'aperçoit rapidement qu'aucune assimilation n'est possible avec l'un ou l'autre de ces types d'association. Bien plus, il ne s'agit même pas d'intermédiaires entre ces derniers, mais de quelque chose d'assez franchement différent, ainsi que le prouvent en particulier les diagrammes K - Mg.

Pour trouver un équivalent chimique, il faut s'adresser au groupe des spilites et kératophyres, dont nous avons déjà souligné l'analogie minéralogique avec les roches de la Brévenne.

D'après les analyses citées par F.J. Turner et J. Verhoogen (1951, p. 204), on peut construire des diagrammes et les comparer avec ceux de notre série, pour s'apercevoir ainsi qu'ils sont très voisins l'un de l'autre, parfois même confondus.

La Série de la Brévenne nous apparaît donc décidément comme une série spilites-kératophyres des plus typiques, seulement un peu plus magnésienne dans l'ensemble que les roches citées par Turner et Verhoogen (*ibid.*) et provenant d'Angleterre, Etats-Unis, Islande et Nouvelle-Zélande.

NATURE ET ORIGINE DES MAGMAS DE LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE

C'est une question encore fort débattue que celle de l'origine et de la nature des magmas ayant fourni la matière première des spilites.

On n'a pas ici la prétention de la résoudre, alors que le métamorphisme ultérieur embrouille encore les choses, mais seulement d'en préciser les données dans ce cas particulier.

Beaucoup d'auteurs pensent que la présence de l'albite dans les spilites est le résultat d'une metasomatose liée aux conditions de mise en place sous-marine, le feldspath calcique du

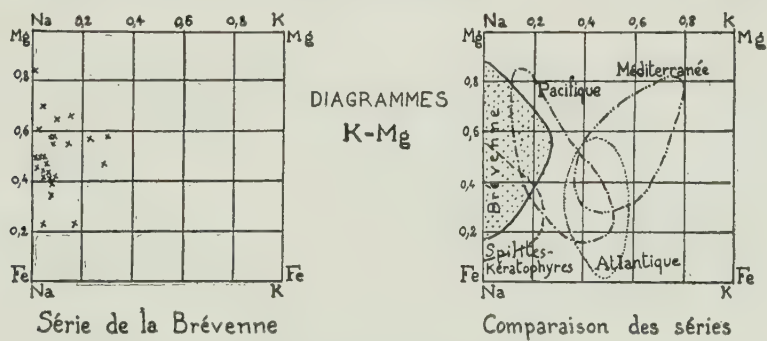
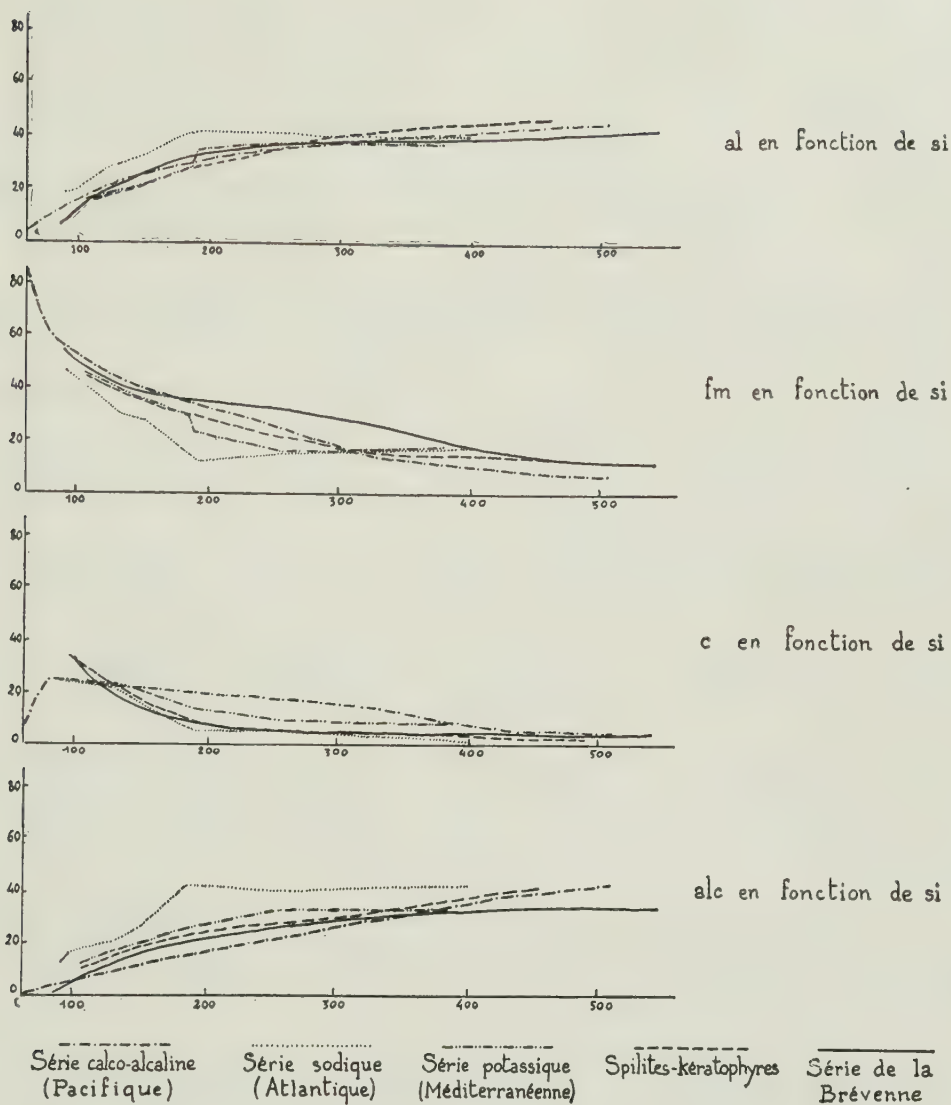


FIG. 8. — Comparaison de la série de La Brevenne avec les séries types.
(Paramètres de Niggli)

basalte se trouvant transformé en albite, suivant la réaction réalisée expérimentalement par E. Eskola, U. Vuoristo et K. Rankama (in Turner et Verhoogen, 1951, p. 208) :



Les ions Na nécessaires proviendraient de l'eau de mer, à moins qu'on ne préfère y voir une émanation tardive du magma, cependant que les ions Ca et Al libérés servent à former de la zoïsité, de l'épidote ou même de la calcite.

Dans ces conditions, il n'y aurait pas lieu de s'étonner de la richesse en soude puisque celle-ci serait d'origine secondaire. Et l'on cite à l'appui des séries où spilites et laves « normales » alternent en association étroite.

C'est pourquoi de nombreux auteurs n'admettent pas l'existence d'un « magma spilitique » spécial à l'origine de ces séries.

Mais on cite aussi des roches telles que diabases à augite très fraîche et albite limpide, sans trace de processus métasomatique apparent, et qui suggèrent une cristallisation primaire à partir d'un magma de composition particulière.

Pour le cas particulier de la Série de la Brévenne, les faits semblent plutôt plaider pour l'existence d'un magma spécialement sodique.

Ne citons que pour mémoire les roches à composition gabbroïque du Groupe de La Giraudière, où figure l'albite, sans indices particuliers de l'expulsion de matériaux calciques : peut-être ceux-ci ont-ils migré plus loin.

Il reste tout l'ensemble des leptynites felsitiques, roches très sodiques et contenant très peu de potasse, alors qu'un magma rhyolitique « normal » devrait en renfermer une proportion notable. La substitution d'albite au plagioclase plus calcique peut certes faire varier dans une certaine mesure le rapport du sodium au potassium, mais non pas supprimer quasi totalement ce dernier métal.

Il y a encore les granites de Saint-Vérand et de Chindo, qui représentent apparemment des masses assez considérables d'un magma qui n'est pas venu au contact de l'eau de mer, ce qui ne l'empêche pas d'être sodique et très peu potassique. Là encore, où et comment serait partie la potasse d'un magma « normal » ?

Il paraît plus satisfaisant d'admettre la réalité d'un magma spécial très sodique pour les termes acides de la série. Dans ce cas, il ne me semble pas légitime de faire appel à des processus de métasomatose compliqués afin d'en refuser l'existence pour les termes basiques, et les intermédiaires.

C'est pourquoi il me paraît probable que les spilites et kératophyres de la Série de la Brévenne dérivent de magmas possédant, avant leur éruption au fond de la mer, une composition spécialement sodique et sans doute assez voisine des produits qu'on observe actuellement.

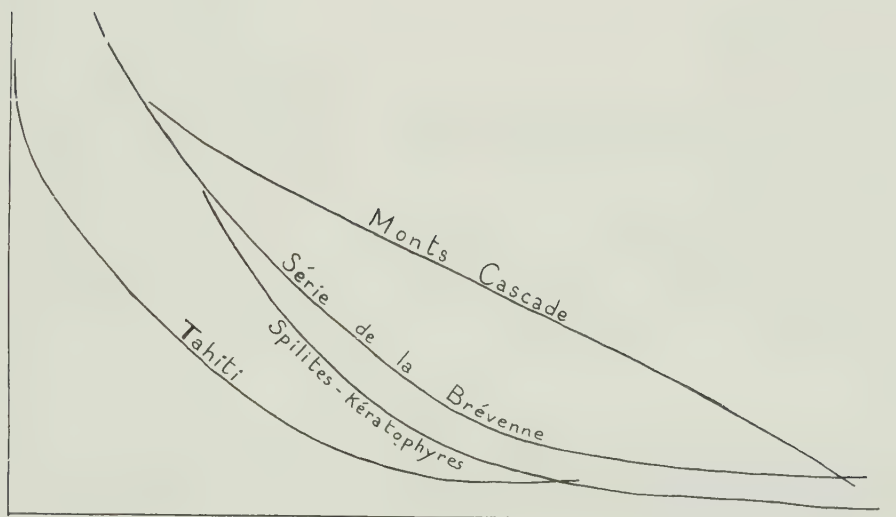
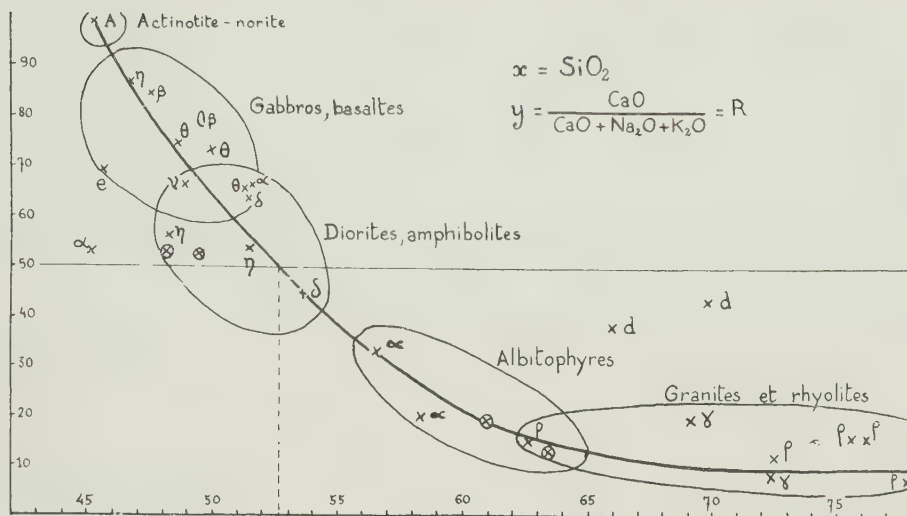


FIG. 9. — Diagrammes de calco-alkalinité.

En haut : Série de la Brévenne.

En bas : Comparaison des séries.

LE DEGRE DE METAMORPHISME

L'évaluation du degré de métamorphisme est très facile dans le domaine septentrional des Monts de Tarare. On y trouve des intercalations de véritables schistes sériciteux et chloriteux, caractéristiques de la Zone des Micaschistes supérieurs.

Les associations minérales des roches non alumineuses confirment pleinement ce fait. On y rencontre l'épidote, la zoïsité, l'actinote, la chlorite, l'albite, voire la calcite : tout ceci caractérise un épi-métamorphisme (faciès minéral « schiste vert » de P. Eskola).

Dans le domaine méridional par contre, la chose devient moins nette. Il faut d'abord disqualifier le Groupe du Mont Arjoux et une partie du Groupe de Saint-Julien-sur-Bibost, où le métamorphisme de contact ultérieur (granite de Saint-Laurent de Chamousset) a modifié les paragenèses.

Dans les Groupes de La Giraudière et de Courzieu-Sain-Bel, les schistes alumineux et potassiques sont très mal représentés. Mais on note l'apparition de la hornblende et, de ci de là, un peu de biotite se montre sporadiquement, cependant que chlorite et épidote continuent d'exister.

C'est l'association caractéristique du faciès minéral « albite-épidote-amphibolite » d'Eskola, correspondant déjà en gros au sommet de la Zone des Micaschistes inférieurs dans la classification zonéographique de J. Jung et M. Roques (1952) qui nous a jusqu'à présent servi de fil conducteur.

Dans la partie orientale du Groupe de Courzieu-Sain-Bel, on trouve cependant quelques faciès pélitiques, alumineux et potassiques, où cette zonéographie peut s'appliquer. Les phyllites en sont la séricite et la chlorite, mais fréquemment aussi une chloro-biotite parfois très proche d'aspect d'une vraie biotite, parfois plus franchement chloriteuse, mais alors chargée souvent de rutile et d'ilménite dans ses clivages; à la façon des chlorites dérivant de biotite altérée. La cristallisation cependant est encore très fine, plus qu'on a coutume de l'observer dans de vrais micaschistes inférieurs.

Il ressort de tout ceci que les Groupes du domaine méridional des Monts de Tarare (Sain-Bel, La Giraudière) sont plus métamorphiques que celui de Violay. Ils ont été portés à l'extrême base de la zone des Micaschistes supérieurs, peut-être même localement au sommet de celle des Micaschistes inférieurs, à deux micas.

La chlorobiotite des micaschistes de Mosœuvre (Est du Groupe de Courzieu) suggère même que peut-être, ils ont atteint la Zone des Micaschistes inférieurs temporairement, pour être ramenés ensuite dans des zones plus superficielles.

Mais les observations ne suffisent pas pour l'affirmer, ni à plus forte raison, pour le généraliser.

AGE DE LA SERIE

L'analogie de certaines formations de la Série de la Brévenne avec les roches volcaniques de la série dévonienne du Morvan a déjà été soulignée. Les albitophyres du Morvan s'intègrent sans difficulté dans les diagrammes de variations chimiques de la Brévenne.

Les diorites également se rencontrent interstratifiées dans les deux régions, et celles du Beaujolais (F. Nicolas, 1954) constituent un jalon entre celles des Monts de Tarare et celles du Morvan. Les compositions chimiques de ces roches sont d'ailleurs tout à fait voisines (ex. : la diorite d'Anost, dans le Morvan, in Alb. Michel-Levy, 1908).

On les considérerait classiquement comme des calcaires métamorphisés par le granite, et on en faisait pour cette raison du Frasnien (calcaires de Diou et Gilly-sur-Loire).

Nous avons vu que cette conception doit être abandonnée, au moins pour les Monts de Tarare, où il est manifeste que les diorites existaient avant la mise en place du granite. F. Nicolas (1954) exprime d'ailleurs des idées analogues sur les diorites du Beaujolais.

Il n'en reste pas moins qu'Alb. Michel-Levy les voit sortir en général à peu près toujours au même niveau, à la base des terrains famenniens.

Dans ces conditions, l'idée exprimée naguère par cet auteur (Alb. Michel-Levy, 1912) que la Série de la Brévenne est l'équivalent légèrement métamorphique du Dévonien du Morvan apparaît, après étude détaillée de cette série, de plus en plus vraisemblable.

Cependant, comme on l'a vu précédemment, il faut sans doute rapporter à la base du Viséen les roches très peu métamorphiques qu'on trouve aux environs du Gouget (Voir groupe de Violay).

Du même coup, bien des choses sont remises en question. Que faut-il attribuer au Viséen ? Seulement les couches du Gouget, ou bien une bonne partie, voire la totalité, de la Série de la Brévenne ?

La première hypothèse me semble la meilleure, car les calcaires du Gouget représenteraient, d'après A. Julien (1896) et Alb. Michel-Levy (1908), la base du Viséen. Or c'est à coup sûr, leur métamorphisme si faible en témoigne, la partie la plus superficielle de la Série de la Brévenne. Il y a donc bien des chances pour que la masse de celle-ci soit antérieure. Les calcaires et quartzites de Ternand, qu'on peut être tenté de paralléliser avec les couches du Gouget, sont en fait beaucoup plus nettement métamorphiques.

La question qui se pose alors concerne la présence du Tournaisien. Si les couches les plus élevées de la Série de la Brévenne sont viséennes, alors que vers la base, les laves que l'on rencontre se rapprochent tout à fait de celles du Famennien du Morvan, l'idée la plus simple est d'en faire une série continue, compréhensive, groupant Dévonien supérieur, Tournaisien et Viséen.

Récemment pourtant, J. Guffroy (1957), s'écartant de l'opinion d'Alb. Michel-Levy (1908), a montré que le Tournaisien n'est sans doute pas représenté dans le Morvan, et qu'il existe là, entre le Famennien et le Viséen, une lacune imputable à la phase bretonne de l'orogénie hercynienne.

Il n'est guère possible, en l'état actuel des choses de se prononcer sur la présence ou l'absence du Tournaisien dans la Série de la Brévenne. Les couches du Gouget comportent des niveaux conglomératiques : peut-être faut-il voir en eux l'indice d'un arrêt de sédimentation avant leur dépôt. Mais d'autre part, il n'est pas impossible que le Tournaisien manque dans le Morvan et qu'il soit représenté plus au Sud (Beaujolais et Monts de Tarare) dans le géosynclinal où se préparaient les plissements hercyniens.

En définitive, voici ce qu'on peut actuellement conclure. La Série de la Brévenne se rattache de façon à peu près certaine au Paléozoïque. Elle comprend très vraisemblablement le Dévonien supérieur, mais le Dinantien y est représenté, sans qu'on puisse pour le moment préciser s'il y a ou non entre ces deux étages une lacune stratigraphique correspondant au sous-étage tournaisien.

CONCLUSIONS SUR LA SERIE DE LA BREVENNE

En résumé, la série de la Brévenne apparaît comme une accumulation de laves du groupe spilites-kératophyres, mises en place au fond de la mer ou dans les sédiments accumulés, accompagnées de roches éruptives grenues acides (granite), basiques (diorites et gabbros) ou même ultra-basiques (serpentes), à faciès albitique ou à faciès normal et toujours riches en soude. Parmi les niveaux sédimentaires, schistes, grauwackes et calcaires sont représentés.

L'ensemble a été affecté par un métamorphisme croissant vers le sud, correspondant d'abord à la zone des Micaschistes supérieurs au nord des Monts de Tarare, et à l'extrême base de cette zone ou même parfois au sommet de la zone des Micaschistes inférieurs au sud de ces Monts.

Les laves et des roches éruptives qu'on y trouve rappellent beaucoup celles qu'Alb. Michel-Levy (1908) a décrites dans le Dévonien supérieur du Morvan (albitophyres et diorites). Nous avons vu comment ces dernières s'intégraient bien dans les diagrammes de variation de la série de la Brévenne.

Il existe d'ailleurs, en particulier dans le Beaujolais (F. Nicolas, 1954) des roches analogues (cornes vertes et diorites) constituant jalon entre ces deux régions. Il semble donc logique, comme l'a fait déjà Alb. Michel-Levy (1912) de faire le rapprochement et de penser que la série de la Brévenne n'est autre que le prolongement légèrement métamorphique (et à caractère volcanique plus accusé) du Dévonien supérieur du Morvan.

Cependant, le Dinantien, très légèrement métamorphique, semble bien représenté lui aussi tout à fait au sommet de la série (calcaires et conglomérats du Gouget : base du Viséen d'après A. Julien, 1896 et Alb. Michel-Levy, 1908). Il est difficile de dire si le Tournaisien est inclus ou non dans la série. La présence de conglomérats dans les couches du Gouget et la lacune de ce terrain dans le Morvan font en effet penser qu'il pourrait bien manquer.

Comme le métamorphisme décroît du sud au nord, dans les Monts de Tarare, il est bien naturel de trouver les terrains d'âge comparable non métamorphiques dans le Morvan, et par surcroît moins volcaniques, car les séries spilites ont coutume de s'accumuler sur la bordure des géosynclinaux, dans les régions charnières où l'enfoncement commence à devenir important. C'était précisément la position de la Série de la Brévenne; puisque l'enfoncement a suffi pour provoquer un métamorphisme et non celle du Morvan, resté plus stable et affecté pour cela de façon bien moins intense par l'activité volcanique.

CHAPITRE IV

LE GROUPE DES GNEISS CHLORITEUX D'AFFOUX

SITUATION GEOGRAPHIQUE

Au nord des Monts de Tarare, entre les grès à épidote du Groupe de Violay et le Granite de Saint-Laurent, s'individualise une écharpe de gneiss chloriteux : c'est le « Groupe d'Affoux ». Il se présente sous forme d'une mince bande à proximité de Pouilly-les-Feurs, devient plus large à partir de Panissières et de là se prolonge dans la région d'Affoux et jusque dans la Vallée du Soumans, où l'on peut en voir de très bons affleurements.

ASPECT GENERAL

L'aspect de ces roches est en général franchement gneissique : alternance de lits nettement individualisés de cristaux de feldspath et de quartz, bien visibles, avec des lits de phyllites en larges paillettes. Il apparaît même souvent, par exemple vers Affoux, ou bien au sud de Saint-Forgeux, ou encore dans la vallée du Soumans, des aspects exactement semblables à des embréchites oëillées ou amygdalaires. Mais à la différence de véritables gneiss, si un mica blanc y abonde, il y a seulement de la chlorite, et pas de biotite. En s'approchant du granite de Saint-Laurent cependant, on voit bien apparaître cette dernière, mais l'aspect microscopique des roches montre alors clairement que c'est là un effet du métamorphisme de contact.

ETUDE PETROGRAPHIQUE

Le faciès gneissique.

On peut l'observer commodément par exemple sur la route de Violay à Villechenève ou bien aux environs de Dareizé. Son aspect extérieur est celui d'un gneiss typique (chlorite mise à part) avec intercalations de lits fins, d'aspect plus leptynique.

En lame mince, on découvre la présence des minéraux suivants :

- quartz.
- plagioclase proche de An_{10} (limite albite-oligoclase).
- parfois, un peu de microcline perthitique.
- mica blanc, que l'angle d'axes toujours petit rapproche de la phengite (muscovite magnésienne).
- chlorobiotite, à biréfringence assez élevée, avec l'ménite dans les clivages.
- chlorite franche et limpide, en agrégats à grain fin.
- à titre accessoire : magnétite, souvent martitisée, oligiste, parfois un peu d'épidote.

La structure est également celle d'un gneiss : lits de chlorite et phengite associées alternant avec lits de quartz et feldspath formant un assemblage granoblastique plus ou moins engrené, cependant que le quartz forme aussi des « gouttes » dans le feldspath.

Parfois se surajoutent des phénomènes de cataclase : les cristaux de feldspath sont alors déformés, cependant qu'une fine pâte quartzeuse recristallisée les entoure, en s'insinuant dans les cassures.

Le faciès embréchitique.

Là encore la ressemblance avec les faciès embréchitiques normaux est frappante, seul le remplacement de la biotite par la chlorite donne à la roche un aspect un peu différent des embréchites de Montromant ou d'Yzeron dans la Série des Monts du Lyonnais.

En lame mince, on retrouve dans les faciès œillés les gros yeux de microcline avec le quadrillage caractéristique bien développé et englobant des cristaux de quartz et de plagioclase. Ils sont très souvent déformés et cassés.

Le plagioclase est habituellement de l'albite. Il contient parfois quelques granules d'épidote ou de zoisite, suggérant qu'il était peut-être à l'origine très légèrement plus calcique. Il est souvent sériciteux.

Le mica blanc est toujours proche de la phengite. Comme il est en paillettes plus grandes que dans la Série de la Brévenne, on a pu en extraire un peu et le soumettre à un dosage expédié par voie spectrographique (Dosage sommaire de F. Théron, Clermont, 1958) du fer et du magnésium : il a donné 3,7% de fer et 1,5% de magnésium. Il s'agit donc de quelque chose d'intermédiaire entre une ferri-muscovite et la phengite proprement dite, qui est purement magnésienne. L'angle d'axes est d'environ — 25°.

La chlorobiotite forme des lames, avec inclusions de zircon, et salies d'ilménite et oligiste. Mais il existe aussi de la chlorite franche, limpide, en fins agrégats. Il se rencontre aussi de l'épidote en petits filonnets.

La structure est parfois très cataclastique, mais le plus souvent, elle correspond parfaitement à celle des migmatites normales. La roche est hétérogranulaire, les minéraux sont xénomorphes, le microcline englobe des cristaux de quartz et feldspath, les lits de micas sont un peu irréguliers, parfois réduits à de simples « cloisons », on distingue même encore quelques restes de myrmékite. Sur ce fond se détachent éventuellement les gros phénoblastes de microcline.

La composition chimique est également très voisine de celle des embréchites normales, comme celles de Montromant ainsi qu'on peut en juger.

47 : Embréchite à chlorite et phengite. 500 m au nord d'Affoux (Rhône).
An. nouv. C. Rouger, Clermont, 1953.

19 : Embréchite à deux micas (rappel d'une analyse citée dans la première partie). 3 km de Montromant vers Yzeron (Rhône).
An. nouv. C. Rouger, Clermont, 1954.

	— 47 —	— 19 —
SiO ₂	75,85	70,50
Al ₂ O ₃	11,20	13,20
Fe ₂ O ₃	0,75	1,10
FeO	0,72	3,40
MgO	0,70	1,20
CaO	1,25	0,70
Na ₂ O	2,80	2,95
K ₂ O	4,85	4,30
TiO ₂	0,42	0,45
P ₂ O ₅	0,60	0,75
MnO	0,02	0,07
H ₂ O +	0,50	1,25
H ₂ O —	0,10	0,20
Total	99,76	100,07

Les faciès à biotite (métamorphisme de contact.)

Vers le Sud, lorsqu'on approche du massif granitique de Saint-Laurent de Chamousset, la biotite apparaît dans ces gneiss et les lits micacés redeviennent noirs.

On n'y voit pas cependant de grandes paillettes brillantes de biotite, et l'aspect n'est pas celui d'un gneiss banal.

C'est qu'en effet, comme on le voit au microscope, la biotite est cristallisée en toutes petites paillettes enchevêtrées et orientées dans tous les sens, sur l'emplacement des lames de chlorite et de chlorobiotite : c'est là un trait caractéristique du métamorphisme de contact.

Le reste du gneiss a d'ailleurs également recristallisé. Il tend à se former une mosaïque de cristaux arrondis à la place du fond quartzo-feldspathique engrené.

Au sud de Saint-Forgeux, les gros phénoblastes de microcline d'une embréchite œillée se sont eux-mêmes transformés en une mosaïque uniquement constituée de microcline.

Aux environs de Pouilly-les-Feurs (en particulier près de Dubois, à 1,8 km à l'est-nord-est de Pouilly), dans des gneiss à biotite de ce genre, le disthène a été signalé par J. Jung (légende de la feuille de Montbrisson, 1941). Mal visible à l'œil nu, il apparaît bien au microscope dans l'échantillon de la Collection J. Jung (déposée au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont). Il est cependant apparemment exceptionnel, car je n'en ai pas rencontré dans les échantillons que j'ai prélevés au même point.

Comme ce n'est pas un minéral de roche éruptive, ni de métamorphisme de contact, ni de la zone à chlorite du métamorphisme régional, il est vraisemblable que ce disthène est un produit d'un métamorphisme antérieur, correspondant à une zone de gneiss.

INTERPRETATION

Ces roches sont rigoureusement identiques aux gneiss et aux embréchites normaux, et particulièrement à ceux des Monts du Lyonnais, à la seule différence que la chlorite remplace la biotite. Encore s'agit-il de chlorobiotite avec dans ses clivages de l'ilménite et qui paraît bien dériver d'une ancienne biotite.

Il paraît hors de doute qu'on a ici affaire à de vrais gneiss, un peu modifiés. La cataclase n'est pas suffisante pour expliquer une chloritisation aussi générale et s'exerçant d'ailleurs tout aussi bien sur des roches pas du tout cataclastiques.

Il y a là en fait un processus typique de rétromorphose. Une série de gneiss (peut-être à deux micas si l'on considère l'association étroite mica blanc-chlorobiotite) et d'embréchites œillées ou amygdalaires s'est trouvée portée dans une zone de métamorphisme superficiel (zone des Micaschistes supérieurs) où la biotite s'est transformée en chlorobiotite, et la muscovite en un terme ferrique et magnésien voisin de la phengite.

Il est à noter que ce minéral pourrait être la forme préférée du mica blanc dans les zones d'épimétamorphisme, puisqu'il figure aussi dans la Série de la Brévenne, et dans les termes peu métamorphiques, rétromorphosés ou non, des zones internes alpines (R. Michel, 1953).

Il faut ajouter à ces transformations une légère saussuritisation du feldspath, très peu importante, puisque les plagioclases des gneiss et des embréchites n'étaient pas très calciques.

Plus importante apparaît la séricitisation, à partir du potassium libéré lorsque la biotite s'est transformée en chlorite. C'est peut-être aussi cette transformation qui a fourni du fer et du magnésium pour la constitution de la phengite ferrique ?

Enfin, comme il est de règle en pareil cas, les tensions cristallophylliennes s'exerçant sur des roches déjà rigides ont entraîné localement des phénomènes de cataclase, particulièrement sensibles sur les gros phénoblastes de microcline.

Vers le sud, la proximité du granite a modifié les gneiss rétromorphosés, faisant réapparaître la biotite sous le faciès enchevêtré caractéristique du métamorphisme de contact.

Il s'est constitué ainsi des « cornéennes de gneiss », roches habituellement peu fréquentes, car sur les gneiss normaux à biotite, le métamorphisme de contact est pratiquement insensible. Il n'est important ici que grâce à la rétromorphose qui avait ramené, avant l'intrusion granitique, les paragénèses de micaschistes chloriteux.

Ces cornéennes, véritables enregistreurs de l'histoire métamorphique de la région, témoignent de la succession de processus suivante :

- Dépôt d'une série pélique sédimentaire.
- Métamorphisme dans les zones de gneiss.
- Migmatisation (au moins pour une partie).
- Rétromorphose dans la zone des Micaschistes supérieurs.
- Métamorphisme de contact dû au granite de Saint-Laurent, post-tectonique.

TROISIEME PARTIE

LA DISCORDANCE
DE LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE
SUR CELLE
DES MONTS DU LYONNAIS

AGE DES SÉRIES

CHAPITRE I

RELATIONS ENTRE LA SÉRIE DES MONTS DU LYONNAIS ET LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE

Il n'est pas possible en toute rigueur d'établir avec certitude ces relations, parce que la faille de Lentilly sépare les deux séries tout au long du contact, au nord des Monts du Lyonnais proprement dits.

On peut toutefois faire à ce sujet quelques remarques. Si les faciès de la Brévenne ne représentaient pas autre chose que les termes supérieurs de la Série des Monts du Lyonnais, le rejet de la faille devrait être énorme et se chiffrer en milliers de mètres, puisque, dans les embréchites de la lèvre méridionale, on note la présence de septums de gneiss à biotite et sillimanite, et que la série de la Brévenne ne représente, au point de vue intensité du métamorphisme, que l'extrême base de la zone des Micaschistes supérieurs.

Or, en fait, cet accident tectonique n'évoque en aucune façon une très grande dislocation. Au plus épais, les mylonites qui l'accompagnent ne représentent guère que quelques centaines de mètres et encore les aspects d'écrasement total y sont-ils rares. C'est plutôt dans la partie ouest (région de Bellegarde) que la faille semble avoir quelque importance. Ailleurs, aux environs du Col de Malval, par exemple, il arrive au contraire que les mylonites soient excessivement réduites. Sur la route de ce Col à Courzieu, il n'y a guère plus d'une dizaine de mètres de roches froissées entre les embréchites du Lyonnais et les schistes amphiboliques de la Brévenne, dont les pendages sont parallèles à ceux des embréchites.

Entre Chevinay et Courzieu, la faille dessine une sinuosité marquée, et les directions des couches de chaque côté s'infléchissent selon cette flexure et restent parallèles à la dislocation.

Tout ceci n'évoque guère un énorme cassure, mais ressemble plutôt aux phénomènes de décollement qu'on peut s'attendre à trouver au contact de deux séries lithologiques différentes, dont les propriétés mécaniques sont dissemblables.

S'il en est ainsi, puisqu'il manque quelque chose entre la Série Lyonnaise (gneiss inférieurs transformés en embréchites) et la Série de la Brévenne (laves peu métamorphiques) et que l'importance de la faille ne permet guère d'en rendre compte, c'est qu'il doit exister entre les deux séries une « lacune zonéographique » des zones des Gneiss supérieurs et des Micaschistes inférieurs.

A considérer seulement le contact entre Série Lyonnaise et Série de la Brévenne, cette interprétation n'est bien sûr guère plus qu'un pressentiment car il n'est pas exclu a priori qu'une faille à rejet très important puisse n'être accompagnée que de peu de mylonites.

Mais plus au nord, dans les Monts de Tarare et le Beaujolais méridional, nous allons rencontrer des faits qui renforceront cette conception.

CHAPITRE II

RELATIONS ENTRE LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE (Groupe de Violay) ET LES GNEISS CHLORITEUX DU GROUPE D'AFFOUX

LES RELATIONS DU GROUPE DE VIOLAY ET DU GROUPE D'AFFOUX DANS LA REGION DE VIOLAY

L'occasion ne m'a pas été donnée, faute de coupes suffisamment continues, d'observer sur le même affleurement les relations entre les deux groupes.

On peut cependant s'en faire une idée en se basant sur l'ensemble des observations : les gneiss chloriteux du Groupe d'Affoux s'enfoncent sous les grès à épidote de Violay, représentant la Série de la Brévenne.

La direction des couches semble à peu près concordante et les pendages se font vers le nord. Sauf exceptions locales, on ne voit pas de faille entre les deux groupes.

Or, le Groupe d'Affoux comporte des gneiss et des migmatites, traduisant un métamorphisme assez profond, affectés ensuite par une rétomorphose générale, due à un métamorphisme superficiel.

Les grès à épidote sus-jacents, eux, n'ont jamais subi de métamorphisme très intense, qui eût à tout jamais effacé les structures sédimentaires. Ils ont seulement été affectés par un métamorphisme léger de la zone des Micaschistes supérieurs : celui-là même qui a causé la rétomorphose des gneiss sous-jacents.

Les grès sont donc postérieurs au premier métamorphisme, celui qui est responsable de la formation des gneiss et des migmatites : ces derniers existaient déjà en tant que tels lorsque le dépôt des grès a eu lieu.

Les grès à épidote, et par extension la Série de la Brévenne, sont donc transgressifs sur des gneiss et des migmatites plus anciens. Le tout a été repris plus tard par un épi-métamorphisme, transformant légèrement les grès, tufs, laves et schistes de la Série de la Brévenne, et rétomorphosant les gneiss du Groupe d'Affoux.

Il y a donc entre les deux séries une *discordance*.

Il faut cependant signaler deux difficultés :

- sur le terrain et sur la carte, la discordance n'apparaît guère : la direction et le pendage des couches sont à peu près concordants dans les deux groupes ;
- à la base des grès à épidote de Violay sont intercalés quelques niveaux feldspathiques dont l'aspect rappelle, à première vue, les bancs les plus fins des gneiss chloriteux, suggérant ainsi un passage progressif, par alternances, d'une formation à l'autre.

A la première de ces objections, on peut répondre qu'une discordance n'est pas forcément angulaire. A quelques kilomètres au nord du contact en question, le Viséen non métamorphique repose en discordance sur le Groupe de Violay et les couches ont cependant même direction et même pendage, à tel point que la réalité même de la discordance a été révoquée en doute par Alb. Michel-Levy (1908).

J. Jung et E. Raguin (1935) ont montré depuis qu'elle existait bel et bien, et c'est une chose reconnue de tous actuellement.

D'ailleurs, bien des bassins houillers, à commencer par celui de Saint-Etienne, sont disposés suivant la même orientation que les gneiss.

Tout cela montre qu'une discordance même importante, n'est pas forcée d'apparaître cartographiquement avec évidence.

La deuxième objection serait excessivement grave si vraiment les bancs d'aspect gneissique intercalés à la base des grès à épidote pouvaient se rattacher aux gneiss d'Affoux.

Mais il n'en est rien ; un examen, même sommaire, au microscope montre que les « gneiss chloriteux fins » du Groupe de Violay ont une structure sédimentaire détritique, simplement plus grossière que les grès à épidote normaux tandis que les « gneiss chloriteux fins » du Groupe d'Affoux montrent la structure grano-lépidoblastique caractéristique des vrais gneiss et représentent donc des passées plus fines, à tendance leptynique, dans les gneiss rétro-morphosés.

On peut donc conclure à bon droit à une discordance importante entre le Groupe d'Affoux et celui de Violay. Les grauwackes constituant ce dernier se sont déposées sur un socle gneissique érodé, le futur Groupe d'Affoux ; après quoi un second métamorphisme, léger, a donné à ces formations leur aspect actuel.

LES RELATIONS DU GROUPE DE VIOLAY ET DU GROUPE D'AFFOUX DANS LA VALLÉE DU SOUMANS

Entre Saint-Clément-sous-Valsonne et les Ponts-Tarrets (confluent avec l'Azergues) la vallée du Soumans recoupe à plusieurs reprises la Série de la Brévenne (grès, tufs, laves, roches éruptives basiques ou acides) et les gneiss chloriteux d'Affoux, sous forme de belles embréchites amygdalaires.

On peut donc espérer voir et étudier le contact entre les deux formations. On est d'ailleurs en partie déçu parce que la région est hachée de multiples petites failles, peu importantes, mais grâce auxquelles on se trouve tantôt dans la Série de la Brévenne, tantôt dans les Gneiss d'Affoux, sans en voir en général le contact stratigraphique.

Il n'y a de bonne coupe que tout à fait au fond de la vallée, le long de la tranchée de la route, et les failles amènent le contact tantôt trop haut, tantôt trop bas, sauf en un point qui se trouve exactement au carrefour de la route de Dareizé à Saint-Vérand avec la route de Saint-Clément aux Ponts-Tarrets, suivant la vallée.

Il y a là un affleurement assez confus, coupé de plusieurs petites failles (voir schéma). En deux points, on peut y voir les schistes et laves du Groupe de Violay, avec un pendage faible, reposer directement, en discordance angulaire, sur les gneiss chloriteux embréchitiques très redressés du Groupe d'Affoux. Ces derniers sont d'ailleurs recoupés par des filons de microdiorite dont les caractères sont ceux de la Série de la Brévenne, et qui représentent probablement des venues ayant contribué à nourrir le volcanisme de cette Série.

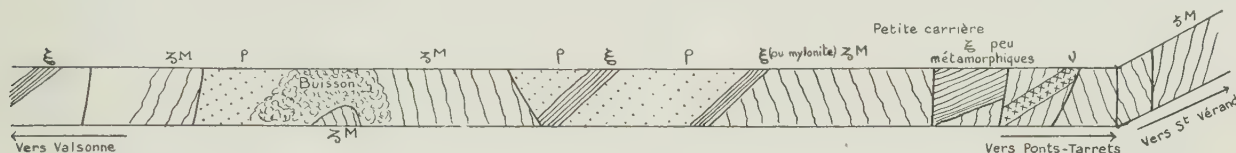


FIG. 10. — Schéma des affleurements au carrefour des routes de Saint-Vérand à Dareizé et de Valsonne aux Ponts Tarrets

Groupe de Violay : ξ : schistes métamorphiques — ρ : laves claires (vraisemblablement rhyolites)
v : microdiorite (traversant les gneiss du groupe d'Affoux).

Groupe d'Affoux : ζ M : gneiss migmatitiques chloriteux (rétromorphosés et cataclastiques).

Echelle : environ 1 cm pour 15 m.

Hors de cet affleurement, précairement limité entre des failles, broyé, minuscule, et en définitive pas très convaincant à cause de tout cela, la discordance angulaire apparaît moins directement mais plus largement, lorsque l'on constate que dans la coupe du Soumans, chaque fois que l'on rencontre des gneiss et des migmatites rétro-morphosés, ils sont redressés, souvent verticaux, tandis que les roches de la Série de la Brévenne y présentent des pendages faibles.

Dans l'ensemble, le socle gneissique affleure au sud de la vallée et s'enfonce vers le nord sous le groupe de Violay ; au-delà de la vallée on ne le retrouve plus, bien qu'on se trouve dans le prolongement de la direction des couches : elles sont recouvertes en discordance par le Groupe de Violay.

Ainsi se trouve confirmée de manière complète, l'existence d'une discordance importante entre Groupe de Violay et Groupe d'Affoux.

Au sud de Violay celle-ci déjà se manifestait clairement par la superposition de grès très peu métamorphiques sur des gneiss polymétamorphiques, mais on ne pouvait mettre en évidence dans cette région de discordance angulaire.

Dans la vallée du Soumans, on rencontre même cette dernière, qui se traduit le plus souvent par la différence marquée des pendages et le fait que le prolongement des couches redressées des gneiss passe sous la série peu métamorphique. On peut même la voir directement dans des affleurements très limités.

EXTENSION AU DOMAINE MERIDIONAL

Maintenant, les relations entre les Monts du Lyonnais proprement dits et la Série de la Brévenne s'éclairent. Entre cette dernière et la Série Lyonnaise, on doit s'attendre à retrouver la discordance si nette dans le domaine septentrional. Dès lors il est facile de comprendre pourquoi une faille peu importante met en contact les gneiss relativement profonds du Lyonnais avec les couches bien moins métamorphiques de la Brévenne : ces dernières sont discordantes sur les gneiss, et il suffit d'un faible rejet pour faire voisiner les deux formations.

CONCLUSION A L'ETUDE DES RELATIONS ENTRE LES SERIES

Des observations rapportées ci-dessus se dégagent les faits suivants :

Il y a dans les Monts du Lyonnais, de Tarare et du Beaujolais, deux séries métamorphiques distinctes, d'âge différent, discordantes l'une sur l'autre.

La plus ancienne, que j'ai appelée dans ce mémoire *Série des Monts du Lyonnais* a été affectée par un métamorphisme profond, qui l'a transformée en gneiss, et à la base en « migmatites fondamentales » : les anatexites à cordiérite.

Au cours d'une phase plus tardive, appartenant peut-être à un métamorphisme distinct (voir conclusion de la première partie), des migmatites à métagéotaxite potassique et gisement plus ou moins nettement stratoïde se sont mises en place. Elles sont antérieures à la série récente qui les recouvre en discordance, et à plus forte raison au métamorphisme le plus récent, qui les rétro-morphose.

La série des Monts du Lyonnais, ainsi constituée a été ensuite soumise à l'érosion qui a porté à l'affleurement des gneiss à deux micas avec lentilles d'embréchites au nord (c'est l'actuel Groupe d'Affoux) et des embréchites constituées aux dépens des gneiss inférieurs au sud (région du Col de Malval).

Les plissements responsables de cette érosion n'ont pas dû être très intenses, puisque souvent il y a concordance, au moins approximative, entre les gneiss anciens et la série qui les recouvre, mais ils ont certainement existé, comme en témoigne la discordance angulaire de la vallée du Soumans.

Recouvrant en discordance ce socle gneissique érodé, la série plus récente sédimentaire et volcanique s'est ensuite déposée.

Elle a été métamorphisée plus tard, dans la zone des Micaschistes supérieurs au nord, et presque dans la zone des Micaschistes inférieurs au sud. C'est la *Série de la Brévenne*, telle qu'elle a été décrite précédemment.

Ainsi se trouve justifié le nom de « séries » donné à ces formations, au sens d'ensembles stratifiés concordants (J. Jung et M. Roques, 1952, p. 7).

CHAPITRE III

L'AGE DES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES

RÉSULTATS D'ORDRE GÉOLOGIQUE

Si l'on admet, ce qui paraît légitime (voir p. 104) que la Série de la Brévenne représente l'équivalent, plus développé, du volcanisme famennien du Morvan (et va même jusqu'au Dinantien), nous pouvons conclure en observant sa discordance sur les gneiss plus anciens, qu'au Dévonien supérieur la Série des Monts du Lyonnais était déjà métamorphisée, migmatisée (aussi bien en ce qui concerne les « migmatites fondamentales » que les « migmatites stratoïdes ») plissée et érodée.

Le (ou les) métamorphisme(s) ancien(s) est donc au plus tard calédonien, ou antérieur.

La série sédimentaire originelle, nécessairement plus vieille encore, doit représenter au moins le Paléozoïque ancien et peut être bien, en tout ou en partie, le Précambrien.

Quant au métamorphisme plus récent de la Série de la Brévenne, il peut se placer au début du Carbonifère (Viséen). Il faut donc le rattacher à l'orogénèse hercynienne. Ce qui est certain, c'est que des terrains datant du Viséen supérieur recouvrent en discordance les terrains qu'il affecte (J. Jung et E. Raguin, 1935) et qu'il leur est donc antérieur.

MESURES D'AGE ABSOLU

Quelques mesures d'âge absolu ont été entreprises, au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont, où le Professeur M. Roques a mis en œuvre la méthode dite au « plomb-alpha-zircon » suivant le principe établi par E.S. Larsen, N.B. Keevil et H.C. Harrison (1952).

Elle consiste à doser dans le zircon, qui en principe ne contient pas de plomb primaire, d'une part l'uranium et le thorium, dont le rapport est censé à peu près constant, en mesurant la radioactivité alpha, et d'autre part la teneur en plomb radiogénique, par voie spectrographique.

Le rapport entre ces deux résultats permet de calculer « l'âge apparent » de la formation du zircon, et par extension, de la roche qui le contient.

Le mode opératoire de l'extraction et des mesures a été exposé ailleurs par M. Roques (1956, et de façon détaillée, 1954), et rappelée par M. Chenevoy (1957).

Je n'y reviendrai donc pas ici, sauf pour souligner que les mesures citées ci-dessous ont été faites après qu'une modification ait été apportée au dosage spectrographique du plomb.

Après dosage sommaire, on enregistre sur la même plaque et dans les mêmes conditions le spectre du zircon à mesurer et ceux de mélanges artificiels de zircon et plomb de compositions connues et voisines de celles de l'échantillon étudié. On dispose ainsi d'un terme de comparaison sûr, qui permet d'éliminer des mécomptes dûs à la variabilité des émulsions et qui avaient faussé certains résultats antérieurs.

Les mesures effectuées l'ont été seulement sur des échantillons des Monts du Lyonnais, car les roches de la Série de la Brévenne ne contiennent à peu près pas de zircon, sauf le granite de Saint-Vérand, mais celui-ci, métamorphisé et affecté par une cataclase intense n'est jamais frais. Il contient par ailleurs de l'épidote, du rutile, de l'allanite même parfois, tous minéraux difficiles à séparer du zircon. L'extraction aurait donc été fort ardue, et le résultat d'avance suspect à cause du métamorphisme ultérieur subi par le zircon et de l'état d'altération de la roche à l'affleurement. Les résultats sont les suivants :

- 1 : Gneiss à biotite et sillimanite. 600 m. à l'ouest-nord-ouest de Bissieux, Vallée du Bozançon.
Extraction : J. Peterlongo et Mme C. Pangaud.
Mesures : Mme C. Pangaud, 20 décembre 1957.
- 2 : Anatexite à cordiérite (Migmatites fondamentales). 1,5 km de Saint-Symphorien-sur-Coise sur la route de Sainte-Catherine (Rhône).
Extraction : J. Peterlongo.
Mesures : Mme C. Pangaud, 7 mars 1957.
- 3 : Anatexite à biotite (Migmatites stratoïdes). 1,4 km au nord-nord-est de Grézieux-la-Varenne (Rhône).
Extraction : J. Peterlongo.
Mesures : Mme C. Pangaud, 25 juillet 1957.
- 4 : Anatexite à deux micas (Migmatites stratoïdes). Col de La Luère (Rhône).
Extraction : J. Peterlongo et Mme Pangaud.
Mesures : Mme C. Pangaud, 10 juillet 1957.

	1	2	3	4
Plomb (en microgramme par gramme)	60	62	64	96
Radioactivité alpha (à l'heure par mgr)	224	218	328	513
Age apparent (en millions d'années)	620	660	460	440

D'après ces résultats, le métamorphisme ancien (Série des Monts du Lyonnais) et la « migmatisation fondamentale » seraient, au moins en partie, précambriens, ainsi évidemment que la Série Sédimentaire qu'ils affectent. Il n'est pas cependant exclu que la durée de ce métamorphisme se soit étalée sur une longue période et que les termes supérieurs (micaschistes, par exemple) aient été déposés et métamorphisés plus tardivement, par exemple, au début du Primaire.

La « migmatisation stratoïde » trouverait place au début du Primaire, au cours des âges cambrien et silurien. Comme celle-ci apparaît à des niveaux très bas de la série (les leptynites de Saint-André-la-Côte par exemple, qui gisent sous les gneiss inférieurs et seraient donc anciennes, précambriennes), on retrouve bien l'idée de deux épisodes métamorphiques distincts,

rien que pour la Série des Monts du Lyonnais et indépendamment du métamorphisme ultérieur de la Série de la Brévenne.

En l'état actuel des choses, il n'est pas possible, dans le Lyonnais, de préciser si entre les deux épisodes il y a eu arrêt du métamorphisme, ou si le métamorphisme précambrien s'est prolongé jusque là, les migmatites stratoïdes en étant la dernière manifestation.

Dans le Limousin, M. Chenevoy (1957) a montré qu'une phase tectonique majeure sépare les deux épisodes : cela constitue un argument en faveur d'une indépendance totale de ces derniers, séparés par une orogénèse (qui pourrait être cadomienne).

Il est donc assez logique d'admettre, jusqu'à preuve du contraire, qu'ils sont également entièrement distincts dans le Lyonnais.

On ne saurait cependant considérer les résultats de ces mesures d'âge avec trop de prudence.

D'abord parce qu'ils sont isolés et qu'il faudrait multiplier à l'intérieur de chaque série des mesures de ce genre. Cet inconvénient est cependant bien tempéré par le fait que d'autres déterminations portant sur les séries métamorphiques, les migmatites fondamentales et stratoïdes ont été faites dans le Massif Central, et qu'ils apportent des résultats du même ordre, au moins quant à la séparation nette en deux groupes : migmatites fondamentales et migmatites stratoïdes.

La méthode d'ailleurs appelle aussi quelques remarques : les hypothèses sur laquelle elle repose ne sont pas à l'abri de toute contestation. On a parfois remarqué de curieuses variations des âges apparents avec la latitude (M. Roques, 1956) ou bien des irrégularités dans la répartition de la radioactivité et de la teneur en plomb à l'intérieur de monocristaux de zircon (M. Roubault, 1958).

A cela, s'ajoutent des difficultés pratiques très grandes. De faibles erreurs dans les mesures peuvent conduire à des écarts assez grands dans l'âge obtenu et d'autre part, il est difficile de dépister toutes les erreurs systématiques en un domaine où l'expérience n'est pas encore ancienne.

Un des obstacles importants réside dans la purification du zircon : les cristaux, dans d'assez nombreux cas, présentent de minuscules inclusions noires, dont la nature exacte n'est pas élucidée mais qui faussent indiscutablement les mesures. Ainsi, dans l'anatexite du Col de La Luère, le zircon non débarrassé des cristaux à inclusions donne un âge apparent beaucoup plus faible qu'après élimination de celles-ci, par séparation magnétique au champ de 15.000 gauss et triage minutieux sous le microscope binoculaire.

Quel que soit le soin apporté à cette opération, on ne peut affirmer en toute certitude avoir éliminé tous les cristaux à inclusions, aussi minuscules soient-elles. La mesure risque, de ce fait, d'être légèrement faussée.

Tous ces inconvénients, certes réels, ne doivent pas faire oublier l'intérêt qui reste cependant à la méthode. Quand on dispose en effet d'un nombre assez grand de mesures pour éliminer celles qui sont franchement aberrantes, on arrive à des ensembles cohérents, où s'individualisent des groupements (par exemple, groupement des migmatites fondamentales et groupement des migmatites stratoïdes). Confrontés avec les résultats géologiques, les âges obtenus s'ordonnent bien comme on pouvait le prévoir. Cela montre que la méthode possède une réelle valeur, et que, jointe peut-être à d'autres procédés de détermination d'âge absolu afin de permettre des recoupements, elle sera sans doute capable d'apporter bien des renseignements nouveaux sur les vieux socles cristallins, lorsqu'une expérience plus longue aura permis de vaincre ou d'éviter les difficultés actuelles. Après tout, la Paléontologie elle-même, en ses débuts, a connu de semblables hésitations, avant de parvenir au degré de précision subtile qu'elle atteint aujourd'hui.

Pour l'instant, il convient d'utiliser les âges absolus ainsi déterminés avec beaucoup de prudence certes, mais en considérant que leur degré de probabilité est intéressant, surtout si l'on considère non pas tellement la position exacte de chaque phénomène dans le temps, mais l'ordre de leur succession et l'évaluation approximative du laps de temps qui les sépare. Il s'agit là, en somme, d'éléments d'appréciation, pouvant confirmer ou compléter des résultats géologiques, mais qui en aucun cas ne doivent avoir le pas sur ces derniers et surtout ne sauraient remplacer les études classiques sur le terrain et au laboratoire de chacun des ensembles géologiques et de leurs relations mutuelles sur le terrain.

CONCLUSION SUR L'ÂGE DES SÉRIES.

On peut distinguer dans les Monts du Lyonnais, de Tarare et du Beaujolais, deux séries métamorphiques indépendantes et discordantes l'une sur l'autre, déposées, l'une, avant le Dévonien, l'autre, au Dévonien supérieur et au Dinantien.

Trois épisodes métamorphiques distincts s'y manifestent. Les deux premiers n'affectent que la série ancienne (Série des Monts du Lyonnais).

Le métamorphisme le plus ancien et le plus profond est responsable des gneiss du Lyonnais et des anatexites fondamentales à cordiérite. Il aurait eu lieu, d'après les mesures d'âge absolu, au cours du Précambrien, mais il n'est pas exclu qu'il se soit prolongé au delà, dans le Paléozoïque.

Plus tard, un nouvel épisode métamorphique intervient, représenté, dans le Lyonnais, uniquement par des manifestations métagénétiques (anatexites leptyniques à biotite de Grézieux-la-Varenne, embréchites d'Yzeron) : ce sont les « migmatites stratoïdes ». L'étude géologique, dans le Lyonnais, permet de penser qu'il est postérieur au premier, mais pas de préciser s'il s'agit seulement d'une phase tardive de celui-ci, ou bien de quelque chose d'entièrement distinct.

Les mesures d'âge favoriseraient la seconde hypothèse, puisque, d'après elles, le métamorphisme responsable des migmatites stratoïdes serait d'âge silurien, alors qu'il affecterait des séries métamorphisées au Précambrien.

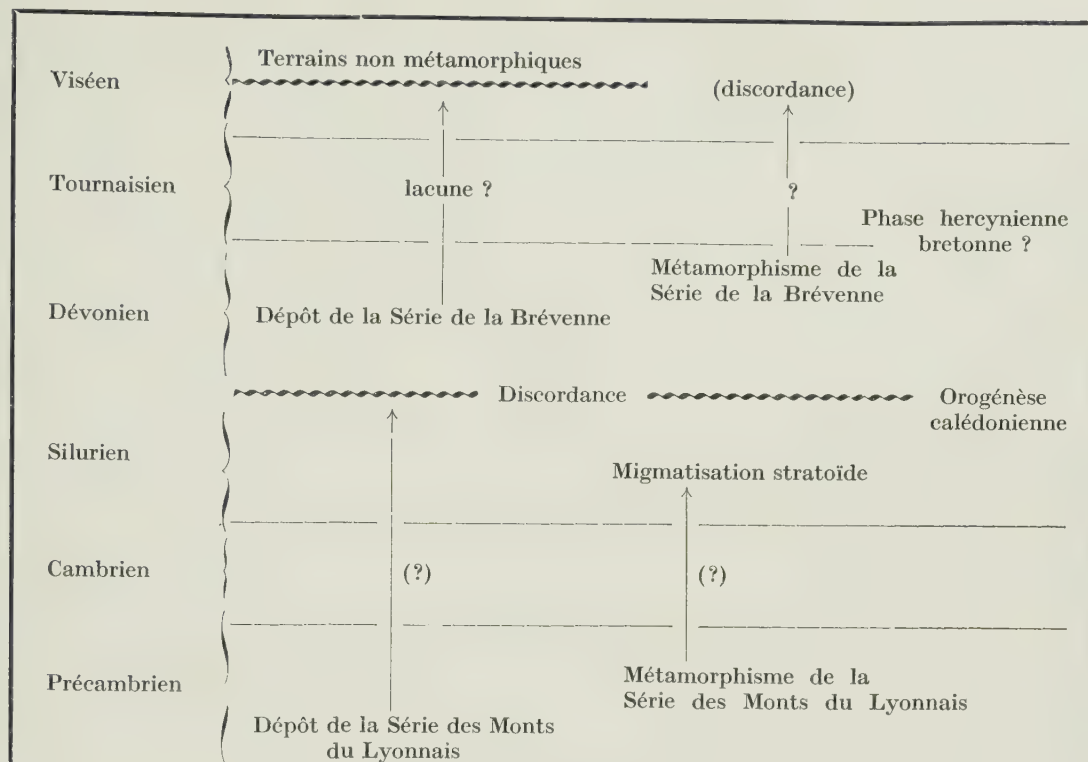
Après l'orogénèse calédonienne intervient une période d'érosion, capable de porter les gneiss à l'affleurement. C'est chose faite au Dévonien supérieur, pendant lequel se déposent, s'épanchent ou font intrusion les schistes, grès, laves et roches éruptives grenues de la Série de la Brévenne.

Il semble bien que des dépôts de ce genre se soient encore produits au début du Viséen (calcaires, schistes et conglomérats du Gouget).

Une nouvelle phase de métamorphisme régional affecte alors l'ensemble des deux séries : c'est le métamorphisme lié à l'orogénèse hercynienne. Il date apparemment du début du Carbonifère et même du Viséen puisqu'il va lécher les couches du Gouget, mais il a pu commencer peut-être à la fin du Dévonien. En tout cas, le Viséen supérieur repose en discordance sur les terrains qu'il affecte : il était donc terminé à la fin de cette période.

On peut schématiser le cours de ces événements dans un tableau.

Il est presque superflu d'insister sur le caractère provisoire de ce tableau, qu'en particulier le progrès des recherches en matière de détermination d'âge absolu est peut-être appelé à modifier, sans doute pas tellement quant à l'ordre de succession des phénomènes, mais au moins quant à la place exacte des événements dans la chronologie absolue.



Essai de chronologie pour les schistes cristallins de la région lyonnaise.

QUATRIÈME PARTIE

LES GRANITES

INTRODUCTION

Dans les séries cristallophylliennes précédemment décrites se sont mis en place plusieurs massifs granitiques.

Deux d'entre eux, ceux de Saint-Vérand et de Chindo, intimement liés à la Série de la Brévenne et métamorphisés comme elle sont déjà décrits avec celle-ci. Nous n'y reviendrons donc pas.

Outre ces deux petits massifs, d'autres granites, plus normaux, apparaissent dans les Monts de Tarare et du Lyonnais.

Parmi eux, deux massifs ne sont guère affectés par la direction générale des plissements :

- Massif de Saint-Laurent de Chamousset, formant l'ossature des Monts de Tarare.
- Massif de Saint-Galmier, dans la partie occidentale des Monts du Lyonnais.

Tous les autres forment des amandes allongées, suivant la direction hercynienne sud-ouest-nord-est. En voici l'énumération :

- Massif de Saint-Héand, dans la partie sud-ouest du Lyonnais.
- Massif de Montagny, dans la partie sud-est.
- Massif de Soucieu, au nord du précédent.
- Massif de Charbonnières au nord de celui de Soucieu.
- Massif de Civrieux d'Azergues, au nord de celui de Charbonnières.

Il faut ajouter à cela une longue écharpe de granites gneissiques, qui forme la bordure sud des Massifs de Soucieu et de Saint-Héand et qui les relie l'un à l'autre à travers tout le Lyonnais. C'est la bande de granite gneissique qui suit la faille de Soucieu.

D'autres faciès de ce genre jalonnent également la faille de Saint-Christo, mais ils sont, nous le verrons, bien moins développés et bien moins caractéristiques.

CHAPITRE PREMIER

LE MASSIF DE SAINT-LAURENT DE CHAMOUSSET

1°) GISEMENT

Le massif granitique de Saint-Laurent de Chamousset constitue le soubassement des Monts de Tarare. Il se présente comme un massif intrusif typique, avec des limites nettes, sans passage progressif aux roches encaissantes.

Il s'est mis en place dans la série de la Brévenne et le groupe d'Affoux. Les affleurements actuels correspondent à la partie haute du batholite, sur lequel repose encore, par endroit, la série encaissante (groupe du Mont Arjoux et en partie groupe de Saint-Julien-sur-Bibost, appartenant à la série de la Brévenne). Les vallées entaillant cette couverture font réapparaître le granite ; de là vient son contour compliqué.

Le métamorphisme de contact a développé une auréole de cornéennes bien caractérisées autour du massif. Ses effets ont déjà été décrits au cours des chapitres précédents (Groupes du Mont Arjoux et d'Affoux).

Il est accompagné, surtout au sud, d'un essaim de filons de granites à grain fin, un peu spéciaux, parallèles aux bordures du massif.

2°) ETUDE PÉTROGRAPHIQUE

a) *Description d'ensemble.*

Deux faciès, d'ailleurs assez voisins, se partagent l'essentiel du Massif. L'un est un granite porphyroïde à grain assez gros, de couleur généralement rosée, à porphyroblastes carrés de microcline. L'autre est également porphyroïde, son grain est un peu plus fin et il contient de la hornblende verte.

Ces deux types ont été signalés depuis longtemps, et sommairement cartographiés sur les différentes éditions de la feuille de Lyon. Sans m'être attaché à en préciser exactement les limites, je puis cependant noter que le granite à amphibole est beaucoup plus répandu encore que ne le figure ces cartes.

On relève également des faciès différents, plus fins et se rapprochant même parfois des structures microgrenues, sur la bordure du massif, et plus spécialement la bordure nord.

Enfin, le granite renferme des enclaves sombres qui ne sont pas spécialement abondantes.

b) *Le faciès porphyroïde banal.*

On peut en prendre le type sur la route de Feurs à Panissière, à 7 km environ de cette localité. La composition minéralogique s'établit ainsi :

- Microcline anorthose ($-2V = 64^\circ$) perthitique.
- Oligoclase zoné An_{20-10} (du centre vers le bord).
- Quartz.
- Biotite.
- Accessoires : apatite, zircon.

La structure est porphyroïde, les phénoblastes étant constitués de microcline. Celui-ci englobe biotite et plagioclase, en les disposant parfois concentriquement. Le plagioclase forme des cristaux automorphes zonés, et le quartz moule tous les autres éléments. Il s'agit là d'une structure banale dans les granites intrusifs.

Ce type de granite n'a pas été soumis à l'analyse chimique dans le massif de Saint-Laurent, mais on pourra se reporter à l'analyse du granite de Saint-Galmier, qui lui est exactement semblable (An. 48).

c) *Le faciès à amphibole.*

Il n'y a pas de différence bien fondamentale avec le type précédent. Simplement la hornblende s'ajoute à la biotite, tandis que le plagioclase se fait plus basique : le centre peut atteindre An_{50} (limite andésine - labrador), mais reste le plus souvent au voisinage de An_{40} (andésine), tandis que le bord est constitué d'oligoclase An_{20} . La structure est semblable à celle du faciès précédent : porphyroblastes poecilites de microcline anorthose, plagioclase automorphe et zoné, quartz xénomorphe. Deux analyses nouvelles de ces granites à amphibole ont été faites (Voir An. 49 et 50).

d) *Les faciès de bordure à grain fin.*

Les compositions minéralogiques et les structures ne sont pas foncièrement différentes, mais le grain de la roche devient beaucoup plus fin et, au microscope, on voit apparaître de beaux assemblages micropegmatitiques, évoquant certains faciès de microgranite.

Tout à fait au bord du massif, s'individualisent parfois des roches très leucocrates, à microcline anorthose perthitique abondant englobant quartz et oligoclase acide zoné An_{15-10} environ (du centre vers le bord). Il y a très peu de biotite. Les traits structuraux restent les mêmes, moins évidents cependant et à ceci près que le quartz tend à former des granules arrondis. On trouve même des roches où les minéraux forment une sorte de mosaïque de grains à peine engrenés ; cela rappelle, en plus gros, les structures aplitiques. La composition de ces faciès leucocrates est d'ailleurs à peu près celle d'une aplitite.

On s'approche aussi parfois de la structure porphyrique : on voit dans la roche des cristaux de quelques millimètres constitués de quartz à tendance nettement automorphe ; d'oligoclase (An_{28-20} environ du centre au bord) en plages rectangulaires et englobant de la biotite ; de microcline anorthose, englobant de la biotite et du plagioclase ; de biotite et aussi d'amphibole. Tout cela est réparti dans un fond beaucoup plus fin quartzo-feldspathique, où la taille des grains atteint encore un ou quelques dixièmes de millimètres. Les bords de ces phénocristaux ne sont pas francs, mais émettent de petits pseudopodes qui s'insinuent entre les cristaux du fond.

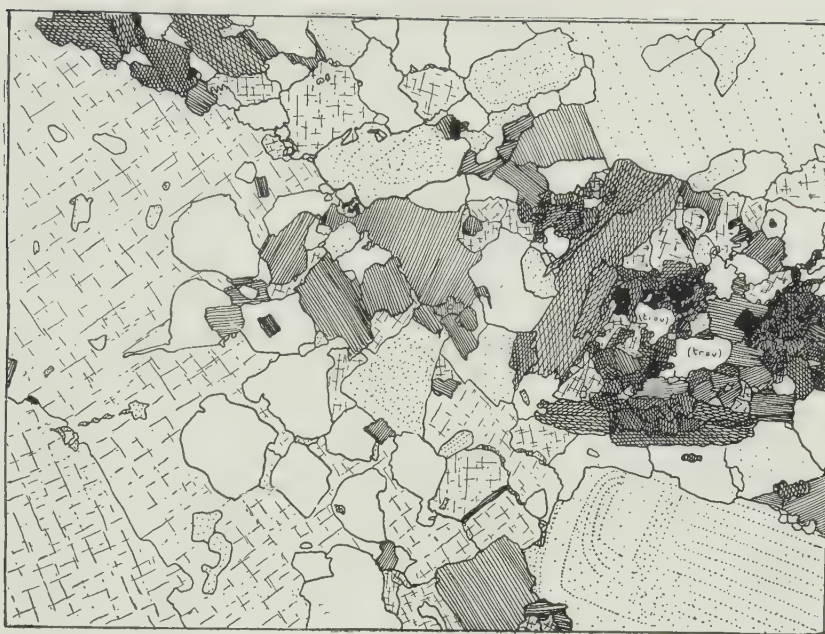


FIG. 12. — Structure en plaque mince de granite à amphibole. St-Laurent de Chamousset ($\times 16$).
 Quartz : blanc ; Biotite : hachures parallèles ; Microcline : traits fins perpendiculaires ; Hornblende : hachures croisées ; Plagioclase : points ; Magnétite : noir.



FIG. 13. — Structure en plaque mince de granite à amphibole avec enclave à grain fin ($\times 16$).
 Les minéraux sont représentés suivant les mêmes conventions que pour la figure 12.

La roche se rapproche ainsi d'un microgranite par son aspect, l'existence de cristaux plus gros dans une pâte plus fine, et la forme générale de ceux-ci. Elle en diffère par le grain pas tellement fin de sa pâte et par l'aspect de détail des contours des phénocristaux (encore que dans des microgranites bien caractérisés, une certaine denticulation ne se fasse pas faute d'apparaître aux bords des grands cristaux).

L'interprétation d'une telle structure est délicate, car elle met en question les processus mêmes de formation des granites et des microgranites. Elle dépend d'ailleurs du point de vue où l'on se place à l'avance pour considérer le problème. Pour un magmatiste de stricte observation, il pourra s'agir simplement de cristaux du premier temps de consolidation, un peu envahis sur les bords par la pâte en voie de cristallisation ou même à la rigueur du « nourrissage » d'un phénocristal au cours de la deuxième phase de consolidation, lui permettant d'englober sur sa périphérie les grains de la pâte. Avec plus de sympathie pour les processus métasomatiques, on pourra, au contraire, s'appuyer sur les mêmes aspects pour voir dans les gros cristaux des phénoblastes, développés tardivement en milieu déjà cristallin, voire arguer de l'existence d'intermédiaires de ce genre entre les gros cristaux des microgranites et ceux des granites porphyroïdes pour remettre en cause la distinction classique entre ceux-ci et ceux-là (phénocristaux et porphyroblastes). La question, on le voit, dépasse de beaucoup le cadre de cette étude régionale et nécessiterait l'étude d'un bien plus grand nombre d'exemples particuliers.

e) Les enclaves sombres.

Je ne me suis pas livré à une recherche systématique des enclaves sombres, ni à une étude exhaustive de celles-ci. L'une d'elles, incluse dans un granite à amphibole, de grain fin avec micropegmatite (faciès de bordure) s'est révélée riche en biotite, en petits cristaux automorphes très nombreux. La hornblende est aussi présente, mais dans une bien moindre mesure. L'oligoclase (An_{30-20} , comme dans le granite encaissant) forme de nombreux petits cristaux automorphes zonés, tandis que le microcline anorthose ($-2 V = 60^\circ$) englobe le tout et forme le fond. Il est parfois associé au quartz pour former des micropegmatites. Ilménite, sphène et même amphibole, quand elle n'est pas automorphe, tendent eux aussi à se présenter en intrications graphiques avec le microcline.

Il s'agit donc là d'enclaves très peu différentes du granite, un peu plus basiques probablement, si l'on en croit la richesse en biotite, et de grain bien plus fin.

f) Les filons satellites de granite à grain fin.

Ce sont de petits filons parallèles à la bordure sud du massif et qui se rencontrent à peu de distance de celle-ci. Ils affleurent en particulier dans la vallée de la Brévenne, où ils sont activement exploités en carrières parfois énormes, pour l'empierrage des routes et des ballasts.

Les roches qui les constituent ont beaucoup de points communs avec les faciès de bordure à tendance porphyrique du massif lui-même (voir paragraphe d), à ceci près que le plagioclase, toujours zoné, est un peu plus acide (oligoclase de l'ordre de An_{20-10} , parfois An_{15-10} du centre au bord). Dans une pâte quartzo-feldspathique dont le grain est de l'ordre de 1/10 de mm sont répartis des cristaux de plusieurs mm. Parmi ces phénocristaux, l'oligoclase est en grandes plages rectangulaires, très mâclées et zonées. Son contour n'est cependant pas rectiligne, mais tant soit peu déchiqueté. La chose est bien plus nette encore pour le quartz, qui se présente en grains arrondis, tendant à l'automorphisme, mais dont le bord émet des pseudopodes s'insinuant entre les cristaux de la pâte.

Il en est de même, et de façon encore plus accusée, pour le microcline qui en outre englobe de nombreux cristaux d'oligoclase et n'a plus guère de formes propres. D'autre part, ce minéral peut manquer parfois presque totalement (carrière du Moulin Coquard, à 2,5 km au sud-ouest de Brussieu, dans la vallée de la Brévenne), la roche se rapporte alors plutôt aux diorites quartziques.

Dans de telles structures, on retrouve ces cristaux présentant à la fois des caractères de phénocristaux microgranitiques et de porphyroblastes. Comme on l'a déjà vu (cf. paragraphe d), ces aspects peuvent soutenir les interprétations les plus divergentes, sans qu'on puisse, pour le moment, choisir autrement que d'après des considérations théoriques et des préférences personnelles.

3°) ENDOMORPHISME ET EXOMORPHISME DU GRANITE DE SAINT-LAURENT.

Les granites des Monts du Lyonnais et de Tarare et tout spécialement celui de Saint-Laurent ont la réputation de constituer de bons exemples d'endomorphisme et d'exomorphisme.

Ainsi la présence fréquente d'amphibole dans le granite est-elle considérée par Aug. Michel-Levy (1887 a, p. 112) et après lui par l'ensemble des auteurs ayant étudié la région, comme le résultat de la digestion par le granite des « cornes vertes » dans lesquelles ils s'est mis en place. Cette conception semble logique et acceptable. Tel n'est plus le cas lorsqu'on veut considérer les diorites du Mont Pelérat ou du Mont Popey (précédemment étudiées : voir Série de la Brévenne, groupe du Mont Arjoux) comme une venue secondaire, ne passant pas directement certes au corps granitique principal, mais résultant de la digestion de strates calcaires par le granite (Aug. Michel-Levy, 1893, p. 24, et Alb. Michel-Levy, 1908, p. 226). Nous avons vu en effet que ces diorites se rattachent par tous leurs caractères (minéralogiques, chimiques, structuraux) à la Série de la Brévenne, antérieure au granite.

L'endomorphisme du granite de Saint-Laurent digérant des roches basiques aboutit donc au granite à amphibole, mais les véritables diorites n'en relèvent absolument pas.

Il n'y a pas lieu non plus, me semble-t-il, de retenir les phénomènes d'exomorphisme importants décrits par Aug. Michel-Lévy (1887 b. p. 221). Les schistes feldspathisés lit par lit qu'il décrit au contact du granite (en particulier entre Pontcharra et le Mont des Fourches) ne sont autres en effet que les embréchites rétro-morphosées du groupe d'Affoux, partiellement recristallisées sous l'influence du métamorphisme de contact. Par ailleurs, je n'ai pas eu l'occasion de rencontrer de vrais processus de feldspathisation liés à ce granite.

4°) CONCLUSION SUR LE MASSIF DE SAINT-LAURENT DE CHAMOUSSET.

Le granite de Saint-Laurent se présente en tous points comme un batholite intrusif parfaitement caractéristique. Assez homogène dans l'ensemble, il se charge cependant, sur de grandes étendues, de hornblende verte ; l'assimilation des roches basiques de la série de la Brévenne peut en être la cause (endomorphisme) mais ce processus ne conduit pas à l'apparition de véritables diorites : celles du Mont Pelérat ou du Mont Popey sont bien antérieures au granite. En approchant des bordures, ce dernier se diversifie un peu : on voit apparaître des roches très leucocrates et des faciès intermédiaires entre granite porphyroïde et microgranites, faciès que l'on trouve aussi en filons à peu de distance du massif. Enfin le granite a exercé sur ses épontes un métamorphisme de contact bien caractérisé, se traduisant par une recristallisation sans changement chimique notable : on ne relève pas de feldspathisation liée à l'« exomorphisme ».

CHAPITRE II

LE MASSIF DE SAINT-GALMIER

Ce petit massif apparaissant sur la bordure occidentale des Monts du Lyonnais, est entièrement entouré de failles. Le granite qui le constitue est exactement semblable au type porphyroïde à biotite du granite de Saint-Laurent de Chamousset et diffère notablement, surtout au point de vue structural, de celui de Saint-Héand qui est proche.

Il paraît logique de considérer le massif de Saint-Galmier seulement comme une annexe du grand batholite de Saint-Laurent de Chamousset, qui s'enfonce en profondeur sous les roches cristallophylliennes et qui reparait là à la faveur d'un jeu de faille. Il s'agit tout simplement d'un horst.

ANALYSES DES GRANITES DE SAINT-LAURENT ET SAINT-GALMIER.

48 : Granite de Saint-Galmier. 900 m au Sud de Saint-Galmier (Loire).

An. nouv. De Peyronnet, Clermont, 1955.

I'.4.(1)23. [2.1.1.3].

49 : Granite à biotite et amphibole. Ancy (Rhône).

An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.

I(II).4.2.3 [2.1.1.3].

50 : Granite à biotite et amphibole. 36 km à l'Est de Pontcharra (Rhône).

An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.

I(II).4.2.3. [2.1.1.3].

(Granite monzonitique, à tendance akéritique).

	— 48 —	— 49 —	— 50 —
SiO ₂	69,30	67,60	66,25
Al ₂ O ₃	15,75	15,30	15,55
Fe ₂ O ₃	0,90	0,60	1,45
FeO	1,85	2,50	2,85
MgO	1,30	1,70	2,00
CaO	1,00	2,40	2,40
Na ₂ O	3,40	3,35	3,60
K ₂ O	4,40	4,60	4,75
TiO ₂	0,30	0,40	0,65
MnO	0,02	0,05	0,05
H ₂ O +	1,15	0,80	0,40
H ₂ O —	0,50	0,20	0,20
Total	99,97	99,50	100,15
Or / Pl :	0,77	0,65	0,65

CHAPITRE III

LE MASSIF DE SAINT-HÉAND

1°) GISEMENT.

Le massif de Saint-Héand est proche de l'extrémité sud-ouest des Monts du Lyonnais. Il affecte une forme allongée d'ouest en est et s'effile vers l'est pour se réduire à presque rien aux environs de Fontanès.

Au nord affleurent les gneiss-anatexites à cordiérite de Chevières, et le granite y passe par une zone de transition dans laquelle il prend un faciès plus ou moins migmatitique.

De ceci, on pourrait tirer argument pour en faire un granite d'anatexie, mais en fait, ce n'est pas le cas. En effet, la zone de passage est assez mince : de l'ordre d'une centaine de mètres et de part et d'autre, on n'a pratiquement plus que du granite ou des gneiss-anatexites. D'ailleurs par son faciès, le granite ne rappelle guère celui des anatexites, riches en cordiérite et ne ressemble pas du tout aux anatexites grenues de Saint-Symphorien par exemple. Pratiquement, il ne contient même pas de cordiérite. Ce n'est donc pas un granite d'anatexie fondamental à la base d'anatexites, mais tout simplement un granite à bords diffus, étranger à la série métamorphique et méritant donc, de quelque façon, le qualificatif d'intrusif.

Au sud, le massif de Saint-Héand est limité par une faille ; au long de celle-ci le granite s'oriente pour donner les curieux faciès de granites gneissiques, qui se prolongent ensuite à travers tout le Lyonnais, et qu'on étudiera plus loin spécialement.

2°) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE.

a) DESCRIPTION D'ENSEMBLE.

Le faciès courant est un granite à biotite, à grain moyen, assez riche en biotite qui s'assemble parfois en petites plaques de 1 à 2 cm. Sporadiquement, il apparaît des phénocristaux et le granite prend ainsi un aspect porphyroïde. Par endroit, surtout vers la bordure nord il se charge d'une quantité plus grande de biotite, disposée de façon vaguement nébulitique.

Mais on trouve aussi (1 km 5 au nord de Saint-Bonnet-les-Oules) des faciès de bordure légèrement plus basiques, d'allure un peu pegmatitique où la biotite s'individualise en « couteaux » de 0,5 à 1 cm de longueur.

Les faciès gneissique de la bordure sud seront étudiés avec d'autres roches du même type dans un chapitre spécial (Chap. VIII).

b) ETUDE MICROGRAPHIQUE.

La composition minéralogique d'un granite du type le plus courant, prélevé à 600 m au SW de Saint-Héand, est la suivante :

- 30 % Quartz.
- 23 % Microcline anorthose ($2V = -56^\circ$).
- 34 % Oligoclase zoné An_{28-20} (du centre au bord).
- 11 % Biotite (avec inclusions de zircon).
- 2 % Muscovite.
- Apatite, etc.

La structure (voir dessin) est très caractéristique : la biotite et la muscovite, accompagnées de quartz formant fine pâte engrenée, sont disposées en « cloisons » sinueuses, autour de l'oligoclase xénomorphe, mais dont la forme est relativement simple, du quartz en amas engrenés, du microcline à contours déchiquetés, englobant poecilitiquement du plagioclase.

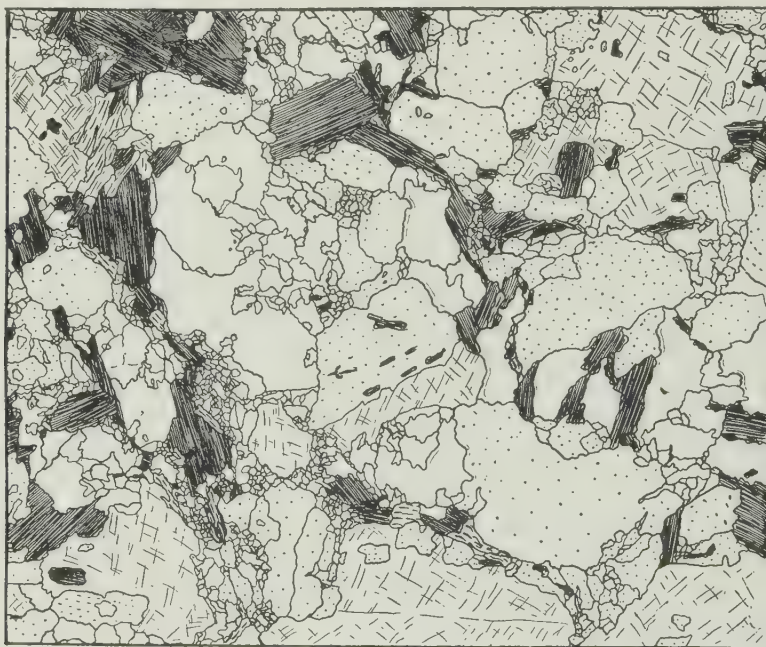


FIG. 14. — Structure en plaque mince du granite de Saint-Héand ($\times 13$)

Quartz : blanc. — Microcline : traits fins croisés. — Plagioclase : points. — Myrmékite : vermiculures.
— Biotite : hachures serrées. — Muscovite : tirets.

Les faciès voisins (porphyroïde, ou bien les granites d'aspect un peu plus migmatitique du nord du massif) présentent des structures analogues. Cependant la roche un peu particulière de Saint-Bonnet-les-Oules contient des plagioclases automorphes et zonés. De la micropegmatite s'y développe assez abondamment : ces caractères sont plus proches de ceux des grani-

tes intrusifs typiques. La roche est nettement plus basique que le granite de Saint-Héand normal, ainsi que le prouve sa composition :

- 22 % Quartz.
- 18 % Microcline sodique ($2V = -76$).
- 39 % Andésine-oligoclase ($An_{34.25}$ du centre au bord).
- 21 % Biotite.

c) COMPOSITION CHIMIQUE.

Une analyse a été faite sur un échantillon prélevé au nord de Saint-Héand (An. 51). C'est celle d'un granite monzonitique.

3°) CONCLUSION A L'ETUDE DU GRANITE DE SAINT-HEAND.

Avec sa bordure diffuse au nord, ses faciès gneissiques au sud, ses structures à cloisons, le granite de Saint-Héand ne paraît pas un granite intrusif bien typé comme celui de Saint-Laurent-de-Chamousset. Ce n'est pas non plus un granite d'anatexie fondamental, mais il se présente plutôt comme un granite à bord diffus, étranger à la série encaissante : au sens large, il est donc encore intrusif.

Sa structure « à cloisons » évoque avec force l'image de minéraux de néoformation envahissant et repoussant pour croître une « trame » antérieure plus fine. Cela fait penser à une origine métasomatique pratiquement in situ pour ce granite, plutôt qu'à une injection magmatique venue d'ailleurs et mise en place mécaniquement.

Bien des traits de ce massif vont se retrouver lorsque nous étudierons les autres granites du Lyonnais. Nous pourrons, alors seulement, tenter de donner une interprétation générale de ces types.

CHAPITRE IV

LE MASSIF DE MONTAGNY

1°) GISEMENT

Le granite de Montagny forme une amande allongée se rétrécissant brusquement vers l'ouest, dans la partie sud-est du Lyonnais. Le massif est interrompu vers l'est par la vallée du Garon et ses alluvions, mais au-delà il reparait en affleurements limités sous les formations fluvioglaciaires qui le recouvrent. On peut ainsi le suivre jusqu'à Saint-Genis-Laval, aux portes de Lyon.

Comme ce massif est situé entièrement dans la région du Plateau Lyonnais, les affleurements n'en sont pas très continus, mais heureusement il est activement exploité en de nombreuses carrières qui permettent de l'étudier.

Lorsqu'on s'approche du massif par le sud, on voit dans les gneiss à deux micas ou à biotite apparaître des filons de granite concordants qui se multiplient au fur et à mesure qu'on s'approche du massif, de telle sorte qu'on a bientôt plus affaire qu'à du granite.

Vers le nord, le granite devient de plus en plus orienté et se charge de plaques de biotite parallèles à la direction générale des couches dans le Lyonnais (sud-ouest - nord-est). Il n'est pas facile, car les affleurements sont rares et mauvais dans cette zone, de décrire exactement le passage aux gneiss encaissants. La présence au nord de Taluyers de roches intermédiaires entre gneiss et granite suggère que le contact est peut-être diffus.

Le granite de Montagny passe donc progressivement aux roches qui l'entourent, soit par l'intermédiaire (au sud) d'une zone de mélange grossier où le granite est individualisé en filons concordants dans les gneiss, soit par l'imprégnation plus diffuse de ceux-ci (au nord).

C'est donc encore, en prenant le terme dans un sens un peu large, un granite intrusif à bord diffus.

Il contient d'autre part un grand nombre d'enclaves de toutes tailles (de quelques cm jusqu'à des dimensions cartographiables). Celles-ci feront l'objet d'un paragraphe spécial (§ 3).

2°) ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU GRANITE

a) DESCRIPTION D'ENSEMBLE.

Le faciès le plus répandu est un granite à biotite à grain moyen. Dans le détail, son aspect est assez variable : plus ou moins leucocrate, plus ou moins porphyroïde (mais tou-

jours très peu), plus ou moins orienté ou nébulitique, plus ou moins riche en enclaves. Même dans les parties d'apparence massive, la texture est toujours légèrement planaire et le granite de Montagny affleure dans les champs en lames d'aspect caractéristique.

b) LE FACIÈS COURANT.

La composition en est un peu variable, car il est, suivant les points, plus ou moins riche en biotite. Il est composé essentiellement de :

- Quartz.
- Microcline anorthose — $2V = 60^\circ$.
- Oligoclase zoné An_{20-10} (du centre au bord).
- Biotite.
- Un peu de muscovite.
- Accessoires : apatite, zircon, magnétite...

La structure est typiquement cloisonnée (voir dessin) : des cristaux de quartz, d'oligoclase automorphe et zoné, de microcline xénomorphe et poecilitique sont séparés par des « cloisons » de biotite et de muscovite, jointes à de petits cristaux xénomorphes d'oligoclase. Au contact du microcline et de l'oligoclase se développe la myrmékite, abondante.

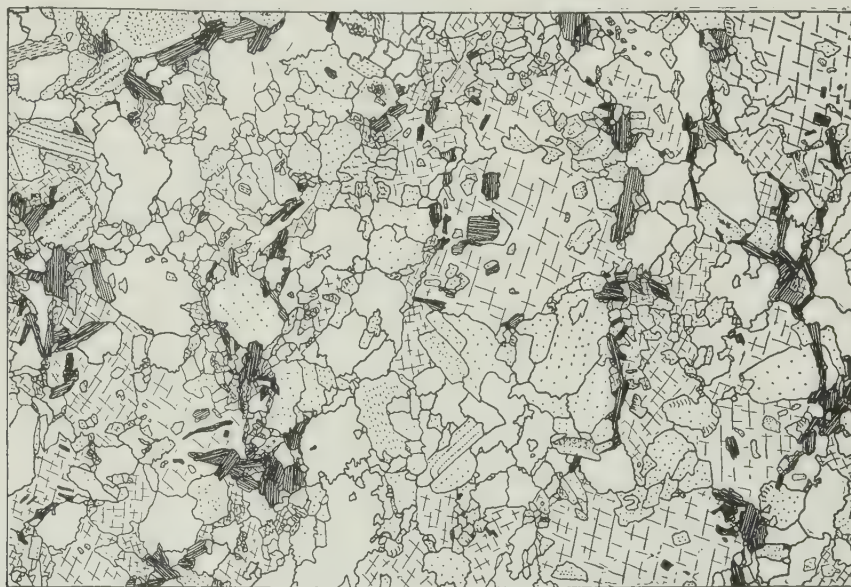


FIG. 15. — Structure en plaque mince du granite de Montagny ($\times 10$).

Carrière de Montarcis-le-Haut

Les minéraux sont représentés suivant les mêmes conventions que pour la figure 14.

c) LES BORDURES.

Les faciès de bordure sont peu différents du type : ils ont seulement une texture planaire mieux marquée, d'autant plus que la biotite est parfois groupée en petites plaques de 1 à 2 cm suivant l'orientation générale. Les gneiss granitisés d'Orliénas ont une composition assez voisine de celle du granite, avec toutefois davantage de biotite. Ils contiennent outre celle-ci du quartz, du microcline anorthose sans aucun moirage (comme le granite), de l'oligoclase en cristaux encore xénomorphes et non zonés. La structure est hétérogranulaire, des cris-

taux de quartz, plagioclase et microcline se développant entre des « cloisons » grossièrement orientées de biotite, muscovite, quartz et plagioclase en cristaux plus fins. La myrmékite est abondante. La roche commence ainsi à présenter les caractéristiques du granite : c'est bien un intermédiaire entre ce dernier et les gneiss encaissants.

3°) ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ENCLAVES

a) NATURE ET DISPOSITION.

Parmi les enclaves du granite de Montagny, on peut en gros distinguer deux types. Des enclaves micacées nettement orientées, rappelant de loin les schistes cristallins. On peut donc, mais non sans doute cependant, les rapporter à des enclaves enallogènes.

Il y a aussi d'autres variétés d'enclaves se rapprochant du granite, mais plus basiques que lui : parfois il s'agit seulement d'un granite un peu plus sombre, à grain plus fin, mais parfois aussi la hornblende verte apparaît, tandis que la biotite se fait très abondante. Le grain des enclaves varie ; lorsque celles-ci sont de grande taille, le grain est aussi gros, sinon davantage que dans le granite normal.

Les enclaves du type « enallogènes » ne sont généralement pas très volumineuses ; par contre, les enclaves basiques grenues atteignent parfois des dimensions cartographiables et peuvent, à l'occasion, être exploitées en carrière.

b) LES ENCLAVES « ENALLOGÈNES ».

Parmi celles-ci, on peut citer entre autres quelques-unes des enclaves micacées de la carrière de Montarcis-le-Haut, sur la route de Saint-Etienne à Lyon, ou le curieux banc verti-



FIG. 16. — Structure en plaque mince de la syénite en bordure du granite de Montagny (vaugnérîte).
Entre Mornant et Bellevue ($\times 25$).

Hornblende (croisillons), biotite (traits parallèles), apatite (points serrés), plagioclase (points lâches et magnétite (noir) dans un cristal unique de microcline (blanc).

cal sombre de la carrière de la Rosette (1,2 km à l'est de Taluyers). En définitive, elles ne sont pas très nombreuses. Il s'agit la plupart du temps de passées aplaties riches en biotite, qui représentent peut-être d'anciens gneiss modifiés (?). Le banc dans la carrière de la Rosette est une sorte de quartzite à biotite présentant une structure granoblastique. C'est vraisemblablement un banc très quartzeux de la série primitive, ayant pour cela résisté à la granitisation.

c) ENCLAVES DE GRANITES ET DIORITES QUARTZIQUES A BIOTITE.

Elles sont abondamment représentées dans les carrières de Montarcis-le-Haut et surtout de la Rosette. Leur aspect extérieur est le même qu'il s'agisse de granite ou de diorite quartzique : c'est une roche à grain fin, à biotite, plus sombre que le granite encaissant.

Au microscope, ces enclaves ont en commun la biotite assez abondante, le plagioclase plus basique que dans le granite encaissant, en lattes automorphes de petite taille et zoné (de l'ordre de An_{30} ou An_{33} , au centre, à An_{20} sur les bords), enfin le quartz xénomorphe. Dans les granites s'ajoute à cela le microcline, parfois assez abondant, à faciès améboïde, envahissant et englobant poeciliquement biotite et plagioclase, où se développe la myrmékite. Ces caractères, joints au fait que sa présence n'est pas constante, amène à envisager pour le microcline, une origine peut-être secondaire.

d) ENCLAVES SYÉNITIQUES (VAUGNÉRITES).

Elles revêtent une importance particulière par le fait qu'elles forment des masses très importantes et même cartographiables. Dans ce cas, elles passent parfois progressivement au granite normal. Mais on trouve aussi ces roches, en enclaves petites, à grain plus fin et à bords nets dans le granite normal. Bien que l'aspect en soit très variable, on y retrouve toujours les caractères suivants :

Abondance de biotite.

Présence d'une amphibole d'un vert assez pâle en lame mince, à rapporter vraisemblablement à une hornblende verte riche en magnésium et pauvre en fer.

Amphibole et biotite souvent associées. Parfois cette dernière apparaît dans l'amphibole, suivant la même orientation, suggérant ainsi un début de pseudomorphose par remplacement métasomatique.

Plagioclase zoné en lattes automorphes, assez basique (de l'ordre de An_{40-20} du centre au bord).

Microcline en plages souvent grandes, très xénomorphes et très poecilites, englobant tous les minéraux précédents. Au contact se développe dans le plagioclase de très belle myrmékite.

Absence ou au moins rareté du quartz.

Parmi les accessoires, il faut noter l'abondance d'apatite.

Tous ces traits sont également, comme nous le verrons, ceux de la Vaugnérîte (ainsi nommée par Fournet) dont le type est pris aux environs de Vaugneray, dans le massif granitique de Soucieu.

Si la réunion des caractères ci-dessus mentionnés donne aux enclaves syénitiques une réelle unité, en revanche, dans le détail, elles sont très variables, par leur grain d'abord, qui va d'un grain fin, difficile à résoudre à l'œil, jusqu'à des roches parfaitement grenues, avec des cristaux bien visibles de l'ordre de 5 à 6 mm.

La proportion des minéraux constituants est également très variable ; la roche est parfois claire et lorsque le quartz y apparaît, on passe à un granite à amphibole et même par transitions ménagées, jusqu'au granite normal lui-même. Parfois au contraire, biotite et amphibole abondent au point de rendre la roche fort sombre et proche des kantallénites (syénites méso-crates) dans la classification de Lacroix (A. Lacroix, 1917).

Les enclaves varient encore par leur relation avec le granite, les plus petites, dont le grain est généralement fin, ont des bords nets, les plus volumineuses passent progressivement au granite encaissant.

4°) CONCLUSION A L'ETUDE DU GRANITE DE MONTAGNY

a) LE GRANITE.

Pas plus que le granite de Saint-Héand, celui de Montagny ne se présente comme un granite intrusif franc. En effet, il se mélange avec les gneiss encaissants, soit grossièrement par filons concordants au sud du massif, soit intimement au nord. Sa structure planaire et à cloisons et son orientation en amande allongée concordante avec la direction générale des plis ne sont pas non plus des caractères de granite intrusif typique. Il s'agit là comme à Saint-Héand d'un granite à bords diffus, formé peut-être in situ par naissance métasomatique de nouveaux minéraux, dans une trame gneissique préexistante, actuellement réduite à l'état de « cloisons », plutôt que par mise en place mécanique d'un magma préfabriqué.

b) LES ENCLAVES.

Abstraction faite des rares enclaves enallogènes, toutes les autres sont des roches éruptives se rattachant vraisemblablement à la mise en place du granite. Elles sont toutes plus basiques que ce dernier et le microcline y fait toujours figure de minéral tard venu, secondaire (il peut même manquer). On peut y voir des ségrégations basiques rassemblées au sein d'un granite déjà mis en place, mais une autre hypothèse me paraît plus satisfaisante et mieux capable en particulier de rendre compte du comportement du microcline.

Ce serait de voir dans ces enclaves des témoins « figés » des diverses phases de la granitisation. On a exprimé l'idée (D. Reynolds, 1946), que celle-ci commençait par une phase de basification précédant un apport de silice et d'alcalis. P. Eskola (1956) fait appel à une phase tardive de métasomatose potassique.

Dans cette optique, on peut émettre l'hypothèse que les enclaves, parfois énormes et cartographiables, riches en minéraux ferro-magnésiens (biotite et amphibole) représentent la phase de basification. Le processus ultérieur (introduction de silice et soude) permet de passer de là aux diorites quartziques comme celles de la Rosette et de Montarcis-le-Haut. La dernière phase (métasomatose potassique) développe le microcline aussi bien dans le granite proprement dit que dans les enclaves où il semble secondaire. Dans celles-ci cependant, le microcline apparaît en proportion variable et manque parfois. Enfin, cette métasomatose potassique est peut-être responsable de la transformation partielle suggérée par l'examen microscopique de la hornblende en biotite et donc de l'abondance de ce dernier minéral. Dans le Massif de Montagny, moins élaboré, moins homogénéisé que les granites plus francs, les résultats des différentes phases n'auraient pas été entièrement repris par les processus ultérieurs et il en resterait ainsi des témoins, sous forme d'enclaves représentatives des différents stades.

Bien entendu, il est à peine besoin de souligner que dans l'état actuel de nos connaissances, il ne s'agit là que d'hypothèses assez aventurées.

CHAPITRE V

LE MASSIF DE SOUCIEU

1°) GISEMENT

C'est encore un massif allongé en amande suivant la direction des plis. Son extrémité orientale est reportée à quelques kilomètres plus au nord par décrochement. A l'est de Messimy, le granite émet, sur sa bordure nord une sorte d'apophyse en direction de Vaugneray. Le granite y passe progressivement au granite à amphibole, puis à la célèbre « Vaugnérite » ainsi nommée par Fournet en 1936.

Tout au long de cette bordure nord le granite est intrusif dans les anatexites à biotite. On peut voir en certains points le contact des deux formations : il n'y a pas de termes de passage. Vers le sud, le granite s'oriente, devient gneissique et cataclastique : on arrive à la bande de granite gneissique de La Grêle, qui fera l'objet d'un chapitre spécial.

2°) ETUDE PETROGRAPHIQUE

a) LE GRANITE.

Son aspect rappelle celui des granites de Saint-Héand ou de Montagny : comme eux, c'est un granite à grain moyen et à biotite. La tendance porphyroïde y est un peu plus accusée. Sa composition minéralogique est la suivante :

- Quartz.
- Microcline anorthose ($2V = -64^\circ$).
- Oligoclase zoné An_{25-10} (du centre au bord).
- Biotite.
- Muscovite (assez peu).

La structure est intermédiaire entre celle des granites de Saint-Héand ou Montagny et celle des granites intrusifs francs. Si la biotite y dessine encore de vagues trainées, elle n'a plus l'allure amincie des « cloisons » mais se regroupe en plages bien formées. L'oligoclase constitue des cristaux à tendance automorphe et zonée, le quartz s'assemble en amas engrenés et le microcline, xénomorphe, englobe poeciliquement le plagioclase. Au contact des deux se développe fréquemment la myrmékite.

Les faciès gneissiques de la bordure sud seront décrits ultérieurement, avec la bande granitique de La Grêle.

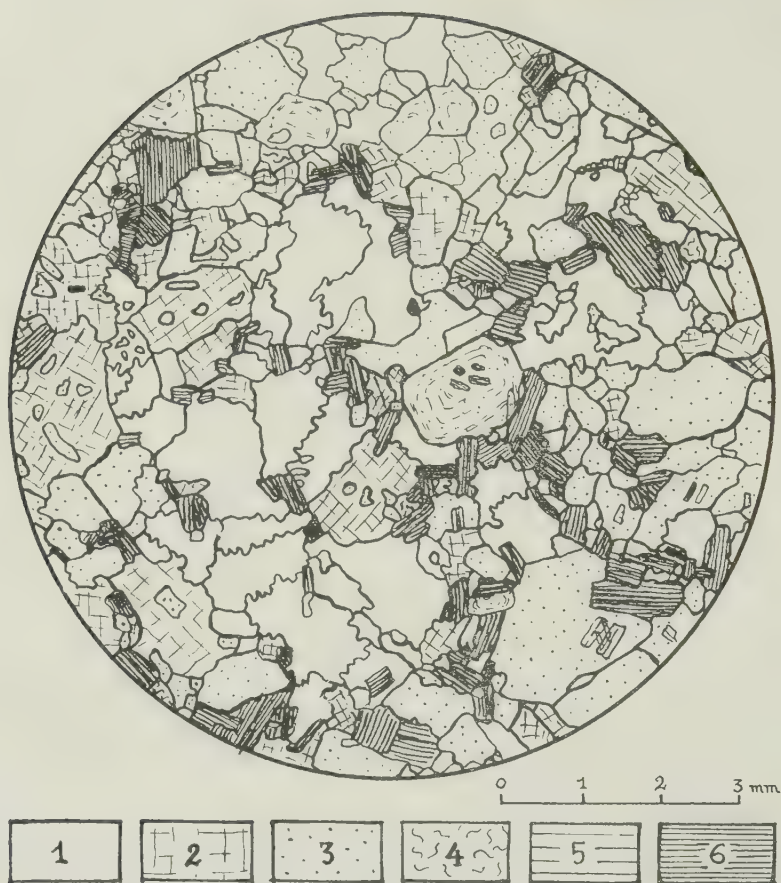


FIG. 17. — Structure en plaque mince du granite de Soucieu.

Carrière de Malataverne

1 : quartz. — 2 : microcline. — 3 : oligoclase. — 4 : myrmékitite. — 5 : muscovite. — 6 : biotite.

b) LA VAUGNÉRITE.

Etudiée déjà en détail par Aug. Michel-Levy et A. Lacroix (1887), puis par A. Lacroix (1917), cette roche présente tous les caractères déjà énumérés au sujet des enclaves syénitiques du granite de Montagny. Il s'agit exactement du même genre de roche. Il n'y a donc pas lieu de s'appesantir sur une nouvelle description ; signalons simplement que la roche est ici quartzifère. L'analyse chimique extraite de l'article de A. Lacroix (1917) révèle, comme le fait remarquer cet auteur, une composition proche de la kantallénite d'Ecosse, mais l'association minéralogique de celle-ci, où figurent l'olivine et l'augite est bien différente.

3°) CONCLUSION A L'ETUDE DU GRANITE DE SOUCIEU

En dépit de caractères moins nets, il faut rapprocher ce granite de ceux de Montagny et de Saint-Héand, en raison de son gisement en amande allongée suivant la direction des plis, sa bordure gneissique (analogie avec le massif de Saint-Héand) et son passage à la vaugnérite (analogie avec le massif de Montagny). Il est cependant plus proche que ces derniers d'un granite intrusif banal, par ses contours nets, son caractère porphyroïde plus accusé et sa structure qui ne rappelle plus que d'assez loin la structure cloisonnée caractéristique des granites cités plus haut.

CHAPITRE VI

LE MASSIF DE CHARBONNIÈRES

1°) GISEMENT

Le granite de Charbonnières forme une lentille allongée en direction sud-ouest-nord-est, une fois de plus. En grande partie recouvert par des formations alluviales, il n'affleure guère que dans les vallées. Il n'y a pas de passage progressif entre lui et les anatexites qui l'environnent.

2°) ETUDE PETROGRAPHIQUE

a) ASPECT D'ENSEMBLE.

Le granite de Charbonnières est d'aspect assez variable. Tantôt il est homogène, c'est alors un beau granite porphyroïde, à gros grain (Gare de Limonest). D'autres fois, comme à Charbonnières même, à ce type s'en mêlent d'autres, tels que passées d'allure migmatitique, ou à texture franchement planaire, ou se mettant à contenir une quantité notable de cordiérite. Il apparaît même des faciès dioritiques.

b) ETUDE MICROGRAPHIQUE.

La composition minéralogique est évidemment un peu variable. Elle est cependant toujours voisine de celle-ci, notée dans un granite porphyroïde prélevé à Charbonnières même :

- Quartz.
- Gros cristaux de microcline anorthose ($2V = -66^\circ$), poëciliques.
- Oligoclase à tendance automorphe ou plus ou moins engrenée, très peu zoné, de l'ordre de An_{20} .
- Cloisons de biotite et muscovite.
- Amas sériciteux représentant sans doute de la cordiérite altérée.
- Myrmékite au contact du microcline et de l'oligoclase.

La structure cloisonnée se retrouve de façon très générale et jusque dans les faciès dioritiques, où la biotite et la hornblende entourent l'andésine (An_{44-40}).

c) COMPOSITION CHIMIQUE.

Un échantillon bien frais de granite porphyroïde, contenant des nodules de cordiérite et prélevé près de la Gare de La Tour-de-Salvagny, a été soumis à l'analyse (voir An. 53). La composition est celle d'un granite akéritique, dans la classification de Lacroix.

3°) CONCLUSION A L'ETUDE DU GRANITE DE CHARBONNIERES

Il faut encore rapprocher ce granite des autres massifs allongés comme lui : massifs de Saint-Héand, Montagny et Soucieu. Il en diffère un peu par certains côtés, comme la grosseur du grain, ou la présence assez fréquente de cordiérite. Il s'en rapproche par sa structure cloisonnée, sa texture souvent planaire, son allure parfois un peu migmatitique, et bien entendu, par la forme générale du massif.

CHAPITRE VII

LE MASSIF DE CIVRIEUX D'AZERGUES

1°) GISEMENT

Il est quelque peu exagéré d'appeler « massif » cette lentille assez modeste, dont la largeur n'atteint pas 2 km et qui était jusqu'à présent passée inaperçue. Bordée au nord par la Série de la Brévenne et séparée d'elle par la faille de Lentilly, cette amande granitique, allongée comme il se doit en direction sud-ouest-nord-est prend naissance à Lentilly et se prolonge de là vers Civrieux d'Azergues, où elle disparaît sous les terrains sédimentaires. A dire vrai, Civrieux se trouve déjà sur ces derniers, et non sur le granite. J'ai pourtant donné à cette petite masse le nom de granite de Civrieux parce qu'au sud de cette localité, sur la route de Lyon, on en rencontre de bons affleurements et parce qu'il n'y a aucune autre agglomération notable sur le granite lui-même.

2°) ETUDE PETROGRAPHIQUE

a) ASPECT D'ENSEMBLE.

Le massif est construit de façon curieusement symétrique : au centre s'allonge une lentille de granite à gros grain et texture planaire, flanquée des deux côtés par des granites à deux micas assez fins, très orientés et d'allure gneissique. Cette disposition est extrêmement régulière et se retrouve le long de toutes les coupes. Parfois, très localement, apparaissent des faciès migmatitiques (par exemple : passées d'embréchites à 1,8 km au sud de Civrieux, sur la route de Lyon).

b) LE GRANITE A GROS GRAIN.

Il présente toujours un grain très grossier et sa texture, où l'on distingue parfois quelques porphyroblastes de microcline, est généralement planaire. On remarque même, parallèlement à cette orientation, de nombreux petits plans de friction.

En voici la composition minéralogique et les principaux traits structuraux :

- Quartz, en amas très engrenés.
- Oligoclase An_{20-10} (du centre au bord) à tendance automorphe, mais passablement corrodé par le quartz et le microcline.
- Microcline anorthose $2V = -60^\circ$, très pœcilitique et englobant en particulier de nombreux cristaux d'oligoclase. (Myrmékite très développée au contact des deux feldspaths)
- Biotite et muscovite, formant de belles « cloisons » qui entourent les feldspaths et qui sont d'ailleurs bien visibles à l'œil, sans le secours du microscope.

c) LE GRANITE A GRAIN FIN, ORIENTÉ.

C'est encore un granite à 2 micas, beaucoup plus fin et beaucoup mieux orienté que le précédent. Les petits plans de friction y sont également très abondants. La composition minéralogique est voisine de la précédente, mais plus riche en muscovite. La structure est très hétérogranulaire, cloisonnée par la biotite et la muscovite, tandis que le quartz, par endroit, tend à former entre les autres cristaux une pâte relativement fine évoquant d'assez loin les structures à « cloisons de quartz ». Le microcline anorthose forme volontiers des cristaux un peu plus gros que le fond général et englobe poeciliquement de l'oligoclase. La myrmékite est remarquablement abondante.

On peut y rencontrer aussi des faciès roses très leucocrates, pratiquement sans biotite et qui prennent parfois l'allure de pegmatites. La tourmaline y apparaît alors.

Parfois au contraire s'individualisent des passées embréchitiques ressemblant beaucoup aux faciès du même genre dans les chaînes granulitiques, telles que le Plateau de Millevaches.

3°) CONCLUSION A L'ETUDE DES GRANITES DE CIVRIEUX D'AZERGUES

L'amande granitique de Civrieux ressemble à un curieux modèle réduit simplifié des grandes chaînes granulitiques syncinématiques du Massif Central, où l'on trouve communément, de façon moins bien tranchée et sur une échelle bien plus grande, un cœur de granite assez grossier à tendance plus ou moins porphyroïde flanqué d'une chape de granulites mêlées de faciès migmatitiques. On a récemment établi ces faits pour le Plateau de Millevaches (M. Donnot, 1957), et aussi pour les chaînes granulitiques de la Haute-Vienne et de la Marche (M. Chenevoy, 1957) encore que dans ce cas, la granulite ait une texture plutôt équante et non orientée.

Gisement en amande allongée suivant la direction générale hercynienne, faciès orientés, structures cloisonnées, faciès migmatitiques sont autant de traits qui permettent de classer le granite de Civrieux d'Azergues au côté des autres massifs de ce genre dans le Lyonnais : ceux de Saint-Héand, Soucieu, Montagny et Charbonnières.

CHAPITRE VIII

LES GRANITES GNEISSIQUES SYNCINÉMATIQUES DE LA GRÊLE ET DE SAINT-CHRISTO

A. — GRANITES GNEISSIQUES DE LA GRELE

1°) SITUATION ET MODE DE GISEMENT.

Sur leur bordure sud, les granites de Saint-Héand et de Soucieu s'orientent, se laminent et deviennent cataclastiques le long du contact par faille avec les roches cristallophylliennes (leptynites embréchitiques ou anatexites leptyniques) qui affleurent au sud.

C'est la dislocation de Soucieu, qui se prolonge de l'un à l'autre massif à travers toute la largeur des Monts du Lyonnais. Or les faciès de granite étiré et gneissique ne sont pas limités aux bordures des massifs de Soucieu ou Saint-Héand, mais se retrouvent avec les mêmes caractères tout au long de la dislocation, en dépit de quelques variations. Il ne s'agit donc pas d'une simple mylonitisation d'un massif granitique sur sa bordure faillée (d'ailleurs les caractères pétrographiques, nous le verrons, ne permettent pas une telle interprétation), mais de quelque chose de particulier, dont la formation est liée à l'existence de la faille. Ces granites gneissiques, qui rappellent beaucoup l'exemple classique du Saut-du-Saumon en Corrèze (M. Roques, 1941, p. 313) sont donc des granites syncinématiques.

Le type peut en être pris à La Grêle, lieu-dit situé à 3 km de Sainte-Catherine-sous-Riverie, sur la route de Saint-Symphorien-sur-Coise.

2°) ETUDE PÉTROGRAPHIQUE.

a) *Différents aspects et caractères macroscopiques d'ensemble.*

Un seul caractère macroscopique est vraiment constant dans cet ensemble très polymorphe : il s'agit de roches étirées à biotite fraîche. Elles sont constituées généralement de petites amygdales de 2 à 3 mm de feldspath disposées dans un fond sombre où l'on distingue les paillettes de biotite bien fraîche, non chloritisée. Les plans de glissement sont excessivement nombreux et striés ; ce sont eux qui donnent à la roche son aspect le plus caractéristique.

Sporadiquement se développent de beaux phénoblastes de microcline, aussi rectangulaires que dans un granite porphyroïde et disposés de façon quelconque par rapport à la schistosité. En d'autres points le microcline forme de gros yeux et le faciès devient celui d'une embréchite œillée à nombreux plans de glissement. Ce développement de porphyroblastes, soulignons-le, n'est pas cantonné à la proximité des massifs granitiques plus importants des extrémités : on trouve par exemple de très beaux cristaux rectangulaires au Surgeon, à 1,2 km au nord-ouest de Saint-André-la-Côte et également, associés alors à des faciès d'aspect embréchitique, à La Grêle, bien loin des massifs de Soucieu ou Saint-Héand.

Parfois tous les cristaux de feldspath tendent à prendre des formes automorphes plus ou moins rectangulaires, on aboutit alors à des aspects vraiment granitiques. D'autres fois, le faciès est plus gneissique, mais les lits de biotite sont moins réguliers que dans de vrais gneiss et surtout, observés sur les plans de schistosité, ils n'ont pas cet aspect de paillettes brillantes juxtaposées caractéristique des gneiss normaux : comme la biotite est là très étirée, déformée et déchiquetée en tout petits fragments (mais non chloritisée) les paillettes brillantes sont plutôt rares et ce mica forme un revêtement noir assez mat strié finement par des traces de glissement.

De façon progressive on passe de ces faciès encore très spéciaux à des sortes de leptynites embréchitiques relativement peu étirées (par exemple dans la région de Basson, entre Larajasse et Marcenod) et qui ne diffèrent pas énormément, à l'œil, de celles qui constituent ici la série cristallophyllienne. Sur le terrain donc, ces granites gneissiques se montrent capables de passer en continuité, *soit à de vrais granites intrusifs (Soucieu) ou à bords diffus (St-Héand), soit à des schistes cristallins à peu près normaux*. Quant aux faciès mêmes de cette bande rocheuse particulière, on les rattache parfois sans hésiter à des granites orientés et en bien d'autres occasions ils rappellent plutôt des gneiss.

Il faut ajouter à cela qu'on peut rencontrer encore des faciès spécialement leucocrates, pauvres en biotite, et d'autres au contraire, qui sont plus basiques et se chargent d'amphibole ou même de pyroxène, ce qui ne les empêche pas de contenir des phénoblastes rectangulaires de microcline. Cela ressemble un peu aux durbachites des Vosges (J. Jung et M. Che-nevoy, 1951).

Enfin, il arrive souvent qu'à toutes ces roches se mêlent des passées de mylonites banales, schisteuses, où la biotite est chloritisée.

b) *Etude micrographique.*

Malgré la diversité d'aspect qui se traduit par la diversité des images microscopiques, il apparaît dans tous ces faciès un ensemble de caractères remarquablement constant.

Dès le premier coup d'œil on est frappé par l'aspect cataclastique et étiré de la roche. Puis on remarque les particularités suivantes. Le quartz est en cristaux très fins, arrangés en mosaïque ou bien engrenés entre eux et étirés, avec extinction onduleuse (les deux aspects coexistent souvent dans la même préparation), c'est le « mortier » qui forme le fond de la roche. Les feldspaths (oligoclase et microcline) constituent à eux seuls les gros cristaux, parmi lesquels ne figure jamais le quartz. Ils sont souvent cassés et déformés, mais pas toujours (ainsi les porphyroblastes bien quadrangulaires de microcline) et il est exceptionnel qu'ils aient l'air vraiment broyé. On rencontre souvent de très belle myrmékite. La biotite reste la plupart du temps fraîche, souvent très fraîche, même dans les parties les plus étirées. Au maximum de la déformation, c'est à peine si elle devient d'un brun un peu plus clair, tandis qu'elle exsude quelques produits titanés (surtout l'ilménite). Il faut noter cependant qu'elle est chloritisée par-

fois le long de quelques traînées. Même lorsque l'aspect macroscopique de la roche évoque une leptynite purement cristallophyllienne (par exemple à Basson), on voit en lame mince une structure cloisonnée caractéristique, où plagioclase et microcline en cristaux arrondis très nombreux sont entourés d'une pâte plus fine de quartz et de biotite.

Dans les faciès basiques, à amphibole et même à amphibole et pyroxène des environs du Petit-Machizaud, à 2,2 km au nord-ouest de Sainte-Catherine, les feldspaths (plagioclase et microcline) se développent parfois en gros cristaux rectangulaires, mais plus généralement en cristaux arrondis, dans un fond amphibolique formant cloisons.

c) *Composition chimique.*

L'analyse 55 représente la composition d'un granite gneissique à phénoblastes de microcline, prélevé au Surgeon, au nord de Saint-André-la-Côte. C'est une composition de granite monzonitique.

3°) RELATIONS AVEC LES ROCHES VOISINES.

a) *Relations avec les granites de Saint-Héand et Soucieu.*

La chose est parfaitement claire et bien visible sur le terrain : les granites gneissiques décrits ci-dessus constituent la bordure méridionale de ces massifs et passent de façon progressive aux granites francs qui les caractérisent. On peut l'observer particulièrement bien aux environs de Soucieu : au sud et à l'est de ce bourg, le granite est très laminé, dans l'agglomération et un peu au nord de celle-ci, à Verchery, il a déjà une allure granitique franche, mais encore nettement orientée ; enfin dans le nord du massif, par exemple à Malataverne, à l'est de Messimy, la texture est régulièrement équante et porphyroïde.

b) *Relations avec la série cristallophyllienne.*

Les granites gneissiques sont *distincts* de la série cristallophyllienne, ils n'en sont cependant *pas totalement indépendants*. Ils en sont distincts en ce sens qu'il ne saurait s'agir simplement de mylonites un peu particulières formées à partir des schistes cristallins. On y observe en effet des aspects qui ne sont pas dûs à la cataclase et qui font pourtant défaut dans les roches encaissantes. L'un des traits les plus caractéristiques est la présence des porphyroblastes de microcline rectangulaires, qu'on ne rencontre pas dans les leptynites ou les anatexites de part et d'autre de la dislocation de Soucieu où gisent ces roches particulières. Mentionnons aussi les granites gneissiques où les petits cristaux de feldspath eux-mêmes tendent à l'automorphisme, ou bien les aspects d'embranchites œillées de La Grêle, alors qu'il n'y en a pas dans le voisinage.

Mais, avons-nous dit, ces curieux granites ne sont pas non plus totalement indépendants de la série encaissante. Par exemple, à Bel-Air (tranchée de l'ancien chemin de fer de Lyon à Vaugneray, au nord de Francheville) le granite gneissique jouxte les anatexites à cordiérite de Saint-Genis-les-Ollières. Il se charge alors d'une grande quantité de cordiérite. D'autre part, nous avons vu comment, à Basson, il se transforme en un faciès d'aspect tout à fait cristallophyllien, seulement caractérisé par le développement de feldspaths arrondis entourés de cloisons de quartz et biotite.

4°) NATURE DES GRANITES GNEISSIQUES.

a) *Ils ne sont pas des mylonites banales.*

Les granites de Saint-Héand et de Soucieu passent sur leur bordure à ces roches gneissiques, de plus en plus laminées pour aboutir finalement à une faille, au-delà de laquelle on trouve les leptynites de la série lyonnaise très froissées. A ces endroits là, on est tenté de penser qu'il s'agit simplement d'une cataclase liée à une faille affectant le granite postérieurement à sa mise en place.

Bien des caractères cependant rendent cette assimilation difficile, car on ne voit pas les raisons pour lesquelles seul le quartz formerait mortier dans la roche broyée, alors que les feldspaths sont peu affectés. On s'attendrait à trouver la biotite chloritisée : elle ne l'est pas. Enfin, la myrmékite, en raison de son hétérogénéité, serait une victime toute désignée au moindre écrasement : elle est bien développée.

C'est encore plus net lorsqu'on s'éloigne des massifs de Soucieu ou Saint-Héand ; on constate alors que les roches encaissantes sont absolument incapables de donner de tels faciès par simple écrasement, même dans des conditions spéciales (?) où la biotite pourrait se déformer et s'étirer sans se chloritiser. Nous avons vu au paragraphe précédent les raisons qui s'y opposent, et qui me semblent déterminantes.

b) *Ils sont en relation génétique étroite avec la faille de Soucieu.*

C'est là une chose évidente si l'on considère qu'ils la jalonnent de bout en bout. On peut même préciser qu'ils se sont formés pendant l'activité de cette faille. Avant, il n'y avait aucune raison pour que des roches spéciales se disposent suivant cette bande étroite, et si la mise en place avait eu lieu une fois la faille morte, il n'y aurait pas les phénomènes d'étirement et de laminage qui y apparaissent si bien. On ne peut même guère prétendre qu'un granite normal s'est mis en place à la faveur de la faille et que celle-ci a simplement rejoué plus tard pour l'écraser. On aurait alors des mylonites banales et nous avons vu tout ce qui, dans la structure de la roche, ne permet pas cette assimilation.

D'ailleurs l'accident a bel et bien rejoué un peu, après la formation des granites gneissiques : il les a alors transformés suivant quelques passées en mylonites schisteuses, normales, à chlorite.

c) *Essai d'interprétation.*

D'après ce qui précède, on ne peut échapper à la conclusion qu'il s'agit d'un faciès granitique particulier, mis en place à la faveur d'une grande faille et pendant son activité. Ces roches méritent donc l'appellation de « *granites syncinématiques* ». Ce terme, consacré par l'usage (on dit aussi « granite syntectonique ») est satisfaisant pour les faciès à feldspaths rectangulaires, d'apparence vraiment granitique. Il l'est moins pour les faciès les plus gneissiques, qui à première vue, n'évoquent guère un granite tel qu'on le conçoit au niveau de la géologie élémentaire. Un terme comme « *gneiss granitisés syncinématiques* » évoquerait mieux alors l'aspect de la chose.

Si l'on essaye d'aller plus avant et de préciser la genèse de ces roches, on s'avance sur un terrain moins solide. En gros, deux hypothèses extrêmes peuvent être formulées (qui n'excluent pas des moyens termes) : il s'agit d'un magma qui a été injecté de force entre les lèvres de la cassure et qui a cristallisé ensuite sous la tension due à l'activité de la faille ; ou bien on

peut penser que celle-ci a simplement facilité des migrations d'ions et que granites et gneiss granitisés syncinématiques sont des faciès métasomatiques ou remobilisés.

La première hypothèse est la plus difficile à défendre. La cristallisation d'un granite, d'après l'école magmatiste, se fait dans l'ordre suivant : biotite, feldspaths, quartz. Or ici, ce sont la biotite et le quartz les plus étirés, cependant que les feldspaths sont relativement moins maltraités.

D'autre part, au sud de Larajasse (environs de Basson), la zone d'affleurement de ces faciès particuliers s'élargit : s'il s'agissait d'un processus magmatique, on s'attendrait à voir la roche prendre à la faveur de cet épaississement un faciès granitique plus franc. Il n'en est rien et c'est précisément l'endroit où le phénomène devient le plus diffus, où les roches ressemblent le plus à des gneiss un peu migmatitiques.

Ces traits s'expliquent mieux si l'on considère que les feldspaths ont crû de façon relativement tardive par rapport à la biotite et au quartz et qu'ils ont pris naissance au sein d'une trame préexistante. Lorsque la zone intéressée était plus large comme à Basson, la métasomatose s'est quelque peu dispersée et les faciès sont plus proches des gneiss. D'autre part, on comprend mieux l'apparition de faciès franchement migmatitiques, comme les embréchites œillées syncinématiques de La Grêle, au nord de Sainte-Catherine.

Il semble donc légitime de penser que les granites et gneiss granitisés syncinématiques de La Grêle se sont formés in situ par une métasomatose ou une remobilisation se produisant à la faveur de la faille de Soucieu et au cours même de son activité.

d) Aspect chimique de la question.

Au nord de Saint-André-la-Côte, de part et d'autre de la bande granitique syncinématique, affleurent des leptynites plus ou moins transformées en migmatites leptyniques. On peut essayer de comparer leur composition avec celle du granite. Voici les compositions exprimées en pourcentages atomiques, suivant la méthode de P. Eskola.

1 : Granite syncinématique. Le Surgeon, 2 km au N. de Saint-André-la-Côte (An. 54).

2 : Leptynite embréchitique. Saint-André-la-Côte (An. 10).

3 : Anatexite leptynique. Carrière du Rieux, au N. de Sainte-Catherine (An. 11).

	— 1 —	— 2 —	— 3 —
Si	64,4	66,4	68,5
Al	16,7	16,9	16,7
Fe ⁺⁺⁺	0,8	2,3	0,3
Fe ⁺⁺	1,6	1,2	1,4
Mg	3,2	2,0	0,8
Ca	2,2	2,0	1,2
Na	5,1	4,6	4,9
K	5,6	4,2	5,9
Ti	0,3	0,2	0,2
P	0,1	0,2	0,1
O	168	172	172
OH	6,3	3,2	1,6

On constate d'abord que ces compositions sont voisines et que ce n'est pas un apport massif de matériel étranger qui a provoqué l'apparition du faciès nouveau, mais plutôt un nouvel arrangement de ce qui était déjà sur place. Ce qui s'est produit à la faveur de la faille n'est donc pas essentiellement une migration de matière, mais l'apparition de conditions spéciales dues peut-être (?) à un flux thermique accompagné de « minéralisateurs » (eau super-critique par exemple) provenant des massifs de granite en train de se constituer à l'est et à l'ouest (et peut-être aussi au droit de la bande de granite gneissique, mais plus profondément).

A regarder de plus près les trois analyses ci-dessus, on constate cependant que dans le granite, on trouve davantage de fer ferreux, magnésium et calcium que dans les roches encaissantes, et moins de silice. Dans ce cas particulier, si une métasomatose a eu lieu, son bilan se traduit par une légère basification. Bien entendu, c'est là un résultat isolé et donc sans grande valeur. Mais il existe, plus ou moins associées aux granites syncinématiques, des diorites et syénites gneissiques traduisant une nette basification des gneiss suivie d'un nouvel enrichissement en silice, soude et potasse, comme il sera montré ci-dessous. La granitisation syncinématique n'est donc pas rigoureusement une simple remobilisation sur place, mais s'accompagne effectivement d'une succession de mouvements de matières pouvant créer localement des accumulations plus ou moins remaniées par la suite.

5°) LES DIORITES ET SYÉNITES GNEISSIQUES (DURBACHITES) ASSOCIÉES AUX GRANITES SYNCINÉMATIQUES.

a) *Gisement.*

On rencontre ces faciès parfois tout contre la bande de granites syncinématiques, parfois à quelque distance. On peut les étudier en particulier au sud-ouest du Petit Machizaud, près Sainte-Catherine, ou aux environs de l'Aubépin (Grangeneuve et Les Roches, à l'ouest-sud-ouest de l'Aubépin) ou bien encore à l'est de Marcenod.

b) *Aspect.*

A l'œil, ce sont des gneiss sombres, riches en biotite et renfermant aussi des baguettes de hornblende. Il s'y développe dans tous les sens des cristaux de plagioclase à tendance rectangulaire, de quelques millimètres. Parfois apparaissent des cristaux de microcline de l'ordre du centimètre, également rectangulaires. Cela donne une allure de roche éruptive, cependant que la texture gneissique est toujours bien visible. Souvent apparaissent de nombreux plans de glissement striés qui rappellent beaucoup les granites gneissiques décrits ci-dessus.

c) *Etude micrographique.*

Dans ces roches abondent toujours la hornblende, souvent pâle et plutôt brunâtre (mais assez franchement verte en quelques cas) et la biotite. Parfois même apparaît le pyroxène (diopside, semble-t-il). Les relations entre ces minéraux sont intéressantes : le pyroxène se rencontre parfois en noyau-relique entièrement entouré par la hornblende qui semble s'y être substituée. A son tour, la hornblende paraît bien être envahie par la biotite, qui y apparaît timidement d'abord le long de quelque clivage, et qui progressivement la remplace. Les cristaux de biotite n'ont d'ailleurs pas une forme lamellaire, mais plutôt épaisse et trapue : il pourrait bien s'agir de pseudomorphoses complètes de l'amphibole par la biotite. Dans ce fond de minéraux colorés apparaissent les cristaux rectangulaires ou arrondis de feldspath. Dans les faciès

les plus amphiboliques, seul le plagioclase est représenté ; il est zoné, et le centre peut atteindre la teneur An_{60} (labrador), mais il est plus souvent constitué d'andésine (environ An_{40}). Le bord est toujours un peu plus acide. Lorsque la teneur en potasse est grande, la biotite abonde et le microcline apparaît, en plages xénomorphes et poecilites ou en porphyroblastes rectangulaires à bords déchiquetés s'insinuant entre les autres cristaux. Parmi les accessoires, le sphène se rencontre souvent, l'apatite est fréquente et abondante.

Le quartz est en général absent, ou il apparaît en petite quantité. Lorsque les feldspaths sont abondants, leur développement en gros cristaux dans le fond d'éléments colorés détermine une structure cloisonnée.

d) *Interprétation.*

L'étude micrographique donne l'impression d'une roche à l'origine très basique, qui s'enrichit ensuite en soude et silice (apparition des plagioclases, de plus en plus acides vers les bords) et enfin en potasse (transformation de l'amphibole en biotite, apparition de microcline en plages xénomorphes ou en porphyroblastes).

Un autre caractère important est la liaison et la ressemblance avec les granites syncinématiques : il s'agit de roches d'aspect gneissique où les feldspaths croissent un peu dans tous les sens en cristaux rectangulaires ou arrondis, déterminant par leur développement une structure à cloisons. Il manque évidemment à la ressemblance le quartz en mortier étiré, puisque ce minéral ne figure pas dans ces faciès basiques. Outre ces caractères communs, la liaison géographique confirme encore la parenté.

On pourrait penser qu'il s'agit simplement de niveaux amphiboliques (contenant aussi à l'occasion du pyroxène) affectés lors de la granitisation syncinématique par une métasomatose silico-alkaline, provoquant la croissance des feldspaths et le remplacement de la hornblende par la biotite. Cette interprétation est défendable puisque des niveaux amphiboliques existent dans la série cristallophyllienne (par exemple le niveau de Riverie).

Une autre hypothèse cependant semble rendre un meilleur compte des aspects observés : de même que les granites laminés sont le prolongement et l'équivalent syncinématique des granites de Soucieu et de Saint-Héand, de même nos faciès basiques pourraient bien être l'équivalent gneissique des vaugnériles du massif de Soucieu (et de celui, parent, de Montagny).

Le parallèle est frappant. L'évolution est semblable (roche basique où se développent le plagioclase automorphe et zoné, la biotite, puis le microcline) et même des détails comme l'abondance d'apatite ou la présence d'une hornblende pâle et sans doute peu ferrifère se retrouvent.

On doit donc donner de ces faciès la même interprétation : les syénites et diorites gneissiques correspondraient alors au front de basification (« front cafémique ») préluant à la granitisation syntectonique. Un peu à l'écart de la dislocation principale, ils auraient été « oubliés » par les phases suivantes qui achevèrent l'édification des granites syncinématiques proprement dits.

Cette interprétation rejoint d'ailleurs celle qu'ont donnée J. Jung et M. Chenevoy (1951) pour la durbachite de Sainte-Croix-aux-Mines dans les Vosges, qui est très semblable (à la taille des phénoblastes de microcline près) à nos syénites gneissiques, aussi bien comme aspect, composition minéralogique et structure. « Au total, écrivent ces auteurs, la durbachite relève du « cas de la métasomatose par *désilication* et *basification*, décrit par D.L. Reynolds (1946) comme étant le stade initial de la granitisation. »

C'est à cette même conclusion que conduit l'étude des roches de ce genre dans le Lyonnais.

B. GRANITES GNEISSIQUES DE LA FAILLE DE SAINT-CHRISTO

A Saint-Christo passe une faille parallèle à la dislocation de Soucieu, mais beaucoup moins importante. Elle s'amortit d'ailleurs au sud de Riverie. Le long de cet accident se sont développés également quelques faciès de granites syncinématiques, mais plus rarement et de façon moins caractéristique. Citons comme principaux gisements le Bois Chevallard, au sud-ouest de Saint-Christo, Prassan, au nord de cette localité, le Perrot, sur la route de Marcenod à Saint-Romain et les crêtes qui dominent au nord le château de Senevas. Il s'agit là de lentilles et non d'une bande continue comme dans le cas de la faille de Soucieu. En effet, en traversant l'accident de Saint-Christo, il arrive souvent que l'on ne rencontre que des mylonites schisteuses banales, chloriteuses. Lorsqu'apparaissent des faciès rappelant les précédents, ils en sont cependant un peu différents. D'abord leur grain est toujours plus fin et de ce fait, le développement des feldspaths arrondis ou vaguement rectangulaires ne parvient pas à leur donner un aspect granitique : en général ce sont des roches schisteuses assez sombres, parsemées sur la tranche de petits nodules feldspathiques. Au microscope, leur structure est celle d'un granite du type décrit ci-dessus (La Grêle), qui n'aurait presque pas été laminé : on distingue bien des feldspaths arrondis dans une pâte fine de quartz et de biotite, mais celle-ci très souvent n'est pas étirée et forme une mosaïque assez régulière englobant les cristaux de feldspath en une sorte de réseau : les phénomènes métasomatiques responsables du développement de ces faciès ont profité des facilités de pénétration laissées par la faille, mais le jeu de celle-ci, soit qu'il ait précocement cessé, soit qu'il ait été peu important n'a guère laissé son empreinte sur les roches qui se formaient.

Il faut noter enfin que le microcline est plus rare que dans les granites gneissiques de Saint-Christo. Peut-être faut-il attribuer cela au fait que les gneiss encaissants n'en contiennent guère non plus, ce qui confirmerait que la formation de ce genre de roche est due pour une part notable au remaniement des éléments trouvés sur place, sous l'action de « minéralisateurs » circulant à la faveur des failles.

C. — CONCLUSION A L'ETUDE DES GRANITES GNEISSIQUES ET DES FACIÈS BASIQUES ASSOCIES

Les granites gneissiques syncinématiques de La Grêle et de Saint-Christo se rattachent aux massifs de Saint-Héand et de Soucieu, qu'ils prolongent et relient. Ils se sont mis en place par voie métasomatique plutôt que magmatique le long des failles et pendant le jeu de celles-ci, prenant ainsi (surtout celui de La Grêle) une allure cataclastique très étirée, mais ils diffèrent des mylonites banales (biotite fraîche, développement de porphyroblastes rectangulaires). Ils sont associés à des faciès de diorites et syénites gneissiques, ces dernières ressemblant aux durbachites des Vosges et de Forêt Noire et représentant comme elles, des faciès de désilication et basification des gneiss, suivis d'enrichissement en alcalis. Ces roches sont l'équivalent gneissique des vaugnérîtes développées dans les massifs de Soucieu et de Saint-Héand.

ANALYSES DES GRANITES DES MONTS DU LYONNAIS (sauf Saint-Galmier : voir Analyse 49).

- 51 : Granite de Saint-Héand. Au nord de Saint-Héand (Loire).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1955.
I(II).4.2.3. [2.1.1.3] Or/Pl = 0,65.
(Granite monzonitique, proche d'akéritique).
- 52 : Granite de Soucieu. Malataverne, à l'est de Messimy (Rhône).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1956.
I'4.2.3. [2.1.1.2'] Or/Pl = 0,74.
(Granite monzonitique).
- 53 : Granite de Charbonnières (porphyroïde, à biotite et cordiérite) Gare de La Tour de Salvagny (Rhône).
An. nouv. Y. Chaleil, Clermont, 1955.
I.4.2.(3)4. [2.1.1.3] Or/Pl = 0,48.
(Granite akéritique).
- 54 : Granite syncinématique. Le Surgeon. 2 km au nord de Saint-André-la-Côte (Rhône).
An. nouvelle F. Théron, Clermont, 1955.
I(II).4.2.3. [2.1.1.2'] Or/Pl = 0,81.
(Granite monzonitique).

	— 51 —	— 52 —	— 53 —	— 54 —
SiO ₂	65,05	67,50	73,20	68,10
Al ₂ O ₃	16,69	16,46	14,89	15,05
Fe ₂ O ₃	1,00	0,73	0,50	1,15
FeO	3,77	1,64	1,02	2,10
MgO	1,78	1,98	0,50	2,28
CaO	1,82	1,77	1,28	2,18
Na ₂ O	3,14	3,40	4,46	2,80
K ₂ O	3,96	4,59	3,63	4,60
TiO ₂	0,60	0,22	0,17	0,40
P ₂ O ₅	n.d.	0,25	n.d.	0,15
MnO	0,04	0,07	0,03	0,04
H ₂ O+	1,39	0,62	0,57	1,00
H ₂ O—	0,17	0,08	0,09	0,17
Total	99,41	99,31	100,34	100,02

CHAPITRE IX

CONCLUSION A L'ÉTUDE DES GRANITES

1°) GRANITES POST-TECTONIQUES ET GRANITES SYNTECTONIQUES.

Malgré la diversité des faciès qui viennent d'être décrits et bien que chaque massif présente une physionomie qui lui est propre, il est facile de voir que les granites du Lyonnais et des Monts de Tarare peuvent être classés en deux catégories (abstraction faite, répétons-le, des granites sodiques de Chindo et Saint-Vérand, liés à la Série de la Brévenne et métamorphisés avec elle).

Les uns ont des bords toujours nets, une texture porphyroïde, une structure à plagioclase automorphe zoné et biotite répartie dans toute la masse. On n'y voit pas de faciès orientés ou migmatitiques. Ils développent autour d'eux, quand les roches encaissantes s'y prêtent, une auréole de métamorphisme de contact. Les faciès microgrenus qui les bordent évoquent des processus magmatiques de mise en place. Ils ne sont pas affectés par la tectonique majeure qui a plissé la région, mais seulement par des failles cassantes postérieures : ce sont typiquement des granites « post-tectoniques ». Ils sont représentés dans le Lyonnais et les Monts de Tarare par le granite de Saint-Laurent de Chamousset et celui de Saint-Galmier.

Tous les autres massifs au contraire, semblent plus ou moins liés à une phase tectonique majeure : ils forment des massifs allongés suivant la direction des plis, présentent très souvent des textures planaires et même des faciès franchement syncinématiques (bordure des massifs de Soucieu, de Saint-Héand et bande granitique de La Grêle).

On voit en outre apparaître des faciès migmatitiques, des bords diffus, des structures cloisonnées, comme cela est habituel dans ce genre de granites liés aux phases de plissement, et qui évoquent plutôt une formation *in situ* par métagénèse.

On peut ainsi distinguer dans les Monts du Lyonnais et de Tarare deux formes de granitisation :

— Granitisation syntectonique : Massifs de Saint-Héand, Montagny, Soucieu, Charbonnières, Civrieux d'Azergues et granites syncinématiques de La Grêle et Saint-Christo.

— Granitisation post-tectonique : Massifs de Saint-Laurent de Chamousset et de Saint-Galmier.

Si l'on s'attache uniquement aux traits structuraux, ces deux processus paraissent bien distincts. Cependant, il y a aussi des points communs. Ainsi le Massif de Saint-Laurent lui-même, moins nettement cependant que les autres, est vaguement allongé en direction hercynienne.

Le microcline qui apparaît dans tous ces granites possède un angle d'axes faible (de l'ordre de -60°) qui le rapproche du microcline anorthose. Les compositions chimiques globales sont voisines. Les filons de granites à grain fin parallèles à la bordure du granite de Saint-Laurent rappellent, bien que d'assez loin, les filons concordants accompagnant le granite de Montagny. La structure du granite de Soucieu rappelle celles des granites intrusifs francs. Ainsi, malgré les différences, tous ont un « air de famille ».

Suivant ses préférences personnelles, on peut donc soutenir que les deux granitisations sont distinctes et séparées dans le temps, ou bien qu'elles ne sont que deux manifestations un peu différentes d'un processus unique. Cela ne facilite évidemment pas la solution du problème de l'âge des granites, qu'il nous faut maintenant aborder.

2°) AGE DES GRANITES.

Les données stratigraphiques directes sont des plus minces. On peut dire seulement que le granite de Saint-Laurent de Chamousset perce la Série de la Brévenne déjà métamorphique. Si les conclusions relatives à l'âge de cette série sont correctes, il est donc post-dévonien (peut-être même postérieur au Viséen inférieur, si les calcaires du Gouget sont vraiment de cet âge). En tout état de cause, on a affaire à un granite carbonifère hercynien.

Par tous ses caractères, il se rapproche beaucoup du granite de Luzy (Nièvre) comme lui porphyroïde et bordé de faciès microgrenus à micropegmatite et du granite de Fleurie dans le Beaujolais. De façon plus générale, il ressemble aux granites porphyroïdes post-tectoniques du Massif Central, tel que celui du Mayet-de-Montagne (Allier) dont l'âge post-viséen est bien établi stratigraphiquement.

Il paraît donc légitime d'attribuer jusqu'à preuve du contraire un âge également post-viséen au granite de Saint-Laurent de Chamousset.

L'incertitude est beaucoup plus grande en ce qui concerne la « granitisation syntectonique ». Le seul élément sûr, c'est que le granite de Soucieu s'est mis en place avec un contact intrusif dans les anatexites leptyniques de Grézieux-la-Varenne rattachées à la migmatisation stratoïde. Il est donc postérieur à cette dernière.

Nous avons vu qu'on pouvait, à la rigueur, soutenir l'opinion que tous les granites du Lyonnais et des Monts de Tarare étaient contemporains. Si l'on préfère y voir, comme je le pense, deux phases distinctes, la granitisation syntectonique peut être rapprochée des granites plus anciens que le Viséen supérieur (tufs rhyolitiques) dans le Massif Central.

L'orientation de tous les massifs suivant la direction varisque incite cependant à la rattacher également au système hercynien.

Or on avait pressenti depuis longtemps l'existence de deux granitisations dans le Dinantien (J. Jung, 1935) et récemment on a pu préciser en effet (H.G. Carrat et F. Weber, 1958), qu'un granite à biotite, celui de Gien-sur-Cure s'est mis en place entre le Viséen inférieur et le Viséen supérieur. Il est donc avéré qu'il existe une granitisation viséenne antérieure aux tufs rhyolitiques terminant l'étagé. Il se pourrait bien, et c'est l'hypothèse qui me paraît la plus vraisemblable, que ce soit à une telle phase viséenne précoce qu'il faille rattacher les granites en massifs allongés du Lyonnais, encore qu'il ne présentent pas de ressemblance frappante, au point de vue faciès, avec le granite de Gien-sur-Cure.

Mais en outre, il n'est pas tout à fait exclu que les granites lyonnais plus ou moins syntectoniques ne soient encore plus anciens et reliés peut-être à la « granitisation » de Guéret dont M. Chenevoy (1957) a montré qu'elle était indépendante des migmatites fondamentales et plus récente qu'elles.

On voit que la question est loin d'être éclaircie. Elle se pose d'ailleurs pour bien d'autres granites du Massif Central, peu ou pas porphyroïdes, tels que ceux de Châteauneuf (Puy-de-Dôme), celui-ci sûrement antérieur aux tufs de la fin du Viséen, d'Ussel (Corrèze), des Bois Noirs (Allier) et du Livradois (Puy-de-Dôme).

Il est trop tôt pour trancher le débat. Une meilleure connaissance des granites du Massif Central en général, ainsi que les progrès dans les mesures d'âge absolu, permettront sans doute de revenir sur la question dans les années qui viennent.

RÉSUMÉ ET CONCLUSION

I. — LES PRINCIPAUX RESULTATS DE CE TRAVAIL.

1°) EXISTENCE DE DEUX SÉRIES MÉTAMORPHIQUES DISCORDANTES.

Les Monts du Lyonnais, au sens strict (entre Bassin de Saint-Etienne et Vallée de la Brévenne), sont constitués par des gneiss et des migmatites traduisant un degré poussé de métamorphisme. C'est la *Série des Monts du Lyonnais*.

Dans la Vallée de la Brévenne, les Monts de Tarare et le Beaujolais, on rencontre des roches beaucoup moins métamorphiques et d'origine principalement volcanique : c'est la *Série de la Brévenne*.

Le contact entre les deux Séries, dans les Monts du Lyonnais, est plus ou moins oblitéré par une faille. Mais dans les Monts de Tarare, on voit ressortir sous la Série de la Brévenne, représentée par les grès de Violay très peu métamorphiques, les gneiss des Monts du Lyonnais, rétro-morphosés dans la zone des Micaschistes supérieurs (Groupe d'Affoux). Dans le Beaujolais (Vallée du Soumans) on retrouve la même superposition et de plus on peut mettre en évidence une discordance angulaire entre les deux séries.

Il apparaît donc nettement que dans cette région existait une ancienne série très métamorphique et profondément érodée (Série des Monts du Lyonnais), sur laquelle s'est déposée en discordance une nouvelle série, surtout volcanique et pyroclastique (Série de la Brévenne). Un autre métamorphisme, léger, est alors intervenu, transformant les roches de la Série de la Brévenne et rétro-morphosant les gneiss sous-jacents de la Série du Lyonnais.

2°) LA SÉRIE DES MONTS DU LYONNAIS.

a) *Constitution stratigraphique originelle.*

A l'origine des Monts du Lyonnais il faut se représenter une série très épaisse, essentiellement schisteuse mais avec de nombreux niveaux gréseux, faciès s'apparentant au Flysch, selon la remarque de J. Jung (1953). La monotonie de ces dépôts est interrompue par des horizons calcaires ou de roches éruptives basiques d'importance parfois très réduite, mais dont deux ont une épaisseur et une extension assez grande. Tous deux disparaissent vers l'est. Un peu plus bas s'individualise un énorme niveau acide, épais de plusieurs milliers de mètres et prenant de plus en plus d'importance vers l'est. Il s'agit probablement d'une puissante accumulation de tufs rhyolitiques. Au-dessous de cet accident la série pélitique alumineuse se prolonge très loin vers le bas jusqu'à une profondeur indéterminée.

b) *Action du métamorphisme.*

On peut distinguer deux processus métamorphiques assez nettement différents dans la Série des Monts du Lyonnais : un métamorphisme régional « normal », augmentant avec la profondeur et un métamorphisme métagénétique plus irrégulier, stratoïde.

— *Le métamorphisme régional normal* (gneiss et migmatites fondamentales). Il a transformé, suivant la profondeur, la série schisteuse en micaschistes, gneiss à deux micas, gneiss à biotite et sillimanite, gneiss à biotite et cordiérite : c'est la succession classique des zones d'isométamorphisme (J. Jung et M. Roques, 1952). Plus profondément, à la faveur d'échanges chimiques entre strates, sans apport extérieur, on voit les roches prendre un aspect migmatitique et se changer progressivement en gneiss-anatexites, puis en anatexites grenues à biotite et nodules de cordiérite. Celles-ci occupent la place des « migmatites fondamentales », sans représenter toutefois un véritable métamorphisme métagénétique, mais plutôt une sorte d'« ultra-métamorphisme » normal.

Dans les zones de gneiss les niveaux gréseux inclus dans la série se sont transformés en gneiss leptyniques, tandis que les niveaux plus riches en fer, calcium, magnésium, donnaient naissance à des amphibolites et les tufs volcaniques acides à un puissant niveau de leptynites à biotite.

A ces transformations se superpose la migration d'ensemble des ions, décelée au moyen de statistiques par P. Lapadu-Hargues (1945). On peut la rendre responsable, par concentration en certains niveaux favorables, du développement de migmatites plagioclasiques où l'enrichissement métasomatique se décelé mais où les paragénèses et les traits structuraux des gneiss ne sont que peu modifiés, ou même pas du tout.

Une certaine mobilité chimique règne d'ailleurs dans toute la série et se traduit par une tendance au regroupement du quartz dans les gneiss, du quartz et du microcline dans les leptynites, sous forme de cristaux améboïdes. A la suite de tels processus, ces roches acquièrent souvent un aspect rappelant quelque peu des embréchites. Mais la manifestation la plus spectaculaire en est sans contredit l'échange de silice contre calcium-fer-magnésium qu'on peut mettre clairement en évidence dans les amphibolites de Riverie et de La Gachet, dont l'aspect est franchement migmatitique.

A la base de la Série, nous l'avons vu, la remobilisation des éléments et les échanges de strate à strate se généralisent pour conduire aux « migmatites fondamentales » à cordiérite.

— *Le métamorphisme métasomatique stratoïde* (Embréchites et migmatites leptyniques). Plus spécialement dans le niveau leptynique mais débordant aussi sur les gneiss apparaissent de façon plus ou moins irrégulière des migmatites sous le faciès d'embréchites ou d'anatexites leptyniques, et aussi d'embréchites œillées ou amygdalaires. On n'a pas ici la progression régulière avec l'approfondissement : les anatexites apparaissent parfois latéralement dans un niveau leptynique, les embréchites forment des lentilles de taille très variable, concordantes, intercalées un peu partout dans la série. Cette disposition d'ensemble dans un niveau préférentiel et cet arrangement de détail en lentilles interstratifiées en font des « migmatites stratoïdes » (J. Jung et M. Roques, 1952). L'étude pétrographique met en évidence, à l'origine de ces formations, la remobilisation sur place des éléments des leptynites et des gneiss, accompagnée par une métasomatose potassique (et éventuellement siliceuse) assez peu importante pondéralement. L'apparition de minéraux tels que la muscovite dans des embréchites dérivant de gneiss inférieurs conservés en septums montre que les conditions du métamorphisme n'étaient plus les mêmes. La migmatisation stratoïde n'est donc pas contemporaine du métamorphisme principal : elle représente, soit une phase tardive de ce dernier, soit un nouvel épisode métamorphique indépendant du précédent et postérieur.

3°) LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE.

a) *Constitution originelle.*

La Série de la Brévenne était à l'origine une série mixte, en partie sédimentaire, en partie volcanique et éruptive. Les niveaux sédimentaires sont des schistes, des calcaires et des grès et conglomérats grauwaqueux. La partie éruptive se compose de laves, de tufs et de roches grenues en gisement laccolitique. Elle va de roches très basiques (serpentes et norites) à des rhyolites et des granites très acides et sodiques et se caractérise par son extrême pauvreté en potasse. Ce chimisme particulier, la composition minéralogique (albite même dans les roches basiques) et la disposition des couches en font une série spilites-kératophyres extrêmement bien développée et caractéristique. De telles séries se trouvent habituellement en bordure des géosynclinaux en voie d'affaissement et représentent des phases préparatoires à l'orogénie.

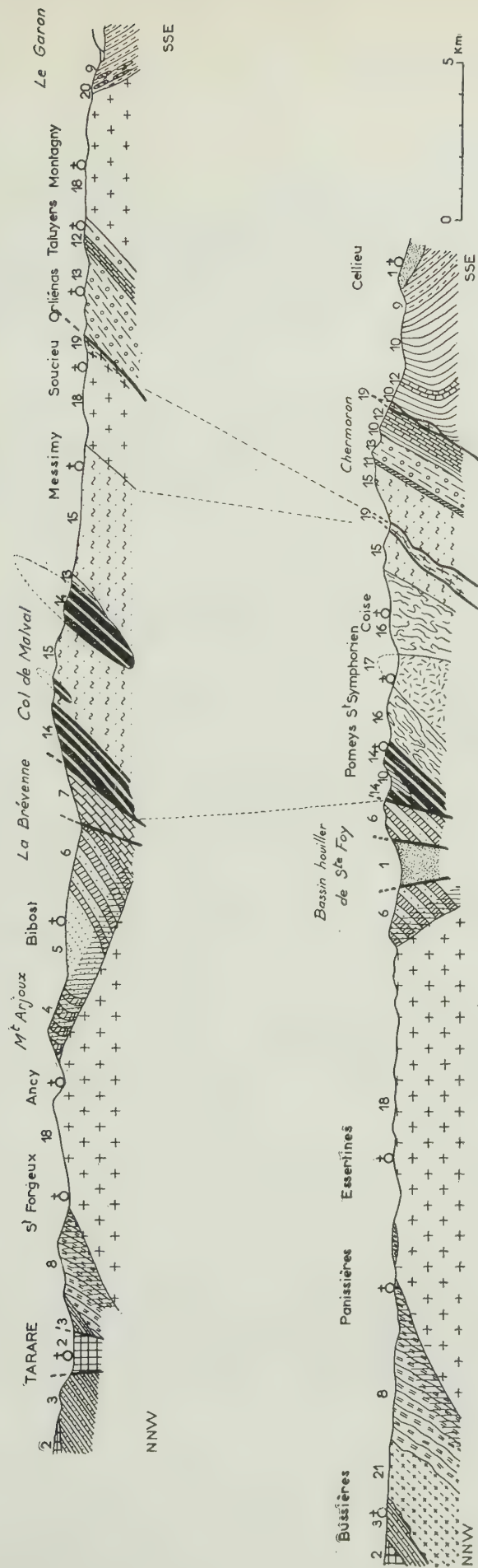


FIG. 18. — Coupes à travers les Monts du Lyonnais et de Tarare.

Terrains sédimentaires. — 1 : Houiller ; 2 : Viséen non métamorphique.

Série de la Brévenne. — 3 : groupe de Violay ; 4 : groupe du Mont Arjoux ; 5 : groupe de Saint-Julien ; 6 : groupe de la Giraudière ; 7 : groupe de Courzieu-Saint-Bel.

Groupe d'Affoux. — 8 : gneiss rétomorphosés.

Série des Monts du Lyonnais. — 9 : gneiss à deux micas ; 10 : gneiss à biotite et sillimanite ; 11 : gneiss à biotite, cordiérite, grenat ; 12 : amphibolites et gneiss amphiboliques ; 13 : leptynites à tendance embréchitique ; 14 : embréchites à deux micas ; 15 : anatexites leptyniques à biotite ou à deux micas ; 16 : gneiss-anatexites à biotite et cordiérite ; 17 : anatexites grenues à biotite et cordiérite.

Roches éruptives. — 18 : granite ; 19 : granite gneissique syncinématique ; 20 : gneiss lardés de filons granitiques ; 21 : granite sodique chloriteux.

Corréennes : hachures verticales.

b) *Action du métamorphisme.*

La Série de la Brévenne a été affectée dans son ensemble par un métamorphisme assez léger, ne dépassant guère la base de la zone des Micaschistes supérieurs.

Celui-ci a également touché la Série des Monts du Lyonnais sous-jacente en lui faisant subir une rétro-morphose (gneiss chloriteux du Groupe d'Affoux).

4°) AGE DES SÉRIES ET DES MÉTAMORPHISMES.

a) *Age de la Série de la Brévenne et de son métamorphisme.*

De par sa constitution lithologique, la Série volcanique de la Brévenne se rapproche énormément, comme Alb. Michel-Levy (1912) l'avait déjà indiqué et comme cela a été précisé au cours de ce travail, des albitophyres famenniens du Morvan. Il paraît donc légitime de penser qu'elle représente, au moins en partie le Dévonien supérieur. Nous avons vu cependant que les calcaires et conglomérats grauwakeux du Gouget pourraient bien représenter la base du Viséen, comme l'a montré A. Julien (1896).

On ne peut guère affirmer ou nier que ces couches soient en continuité avec le reste de la Série de la Brévenne, censée d'âge dévonien, bien que leur nature conglomératique soit plutôt en faveur d'une lacune, correspondant à la lacune du Tournaisien, mise en évidence dans le Morvan (J. Guffroy, 1957).

La Série de la Brévenne représenterait ainsi le sommet du Dévonien recouvert (avec lacune du Tournaisien ?) par la base du Viséen.

Le métamorphisme serait intervenu au cours du Viséen, mais n'en aurait affecté que l'extrême base. En tout cas, il était terminé au moment du dépôt des conglomérats sous-jacents aux tufs rhyolitiques du Viséen supérieur, qui recouvrent les roches métamorphiques en discordance et en contiennent des fragments : ce sont peut-être même les mouvements orogéniques responsables de la formation des conglomérats remaniant en gros éléments les couches antérieures du Viséen (grès et calcaires) qui auraient mis fin à ce métamorphisme. Celui-ci serait donc plutôt tardif dans l'orogénèse hercynienne, ce qui étonne moins lorsqu'on sait que le métamorphisme alpin des schistes lustrés s'est développé lui-même après le charriage de ces derniers (F. Ellenberger, 1952).

En résumé :

— la Série de la Brévenne est probablement en grande partie d'âge dévonien supérieur, mais paraît englober aussi l'extrême base du Viséen ;

— le métamorphisme qui l'affecte date au plus tôt de la fin du Dévonien et pourrait bien avoir eu lieu en fait au cours du Viséen. Il est en tout cas certainement lié à l'orogénèse hercynienne.

b) *Age de la Série des Monts du Lyonnais et de ses phases métamorphiques.*

Les deux phases (métamorphisme normal et migmatisation stratoïde) sont certainement antérieures au dépôt de la Série de la Brévenne, probablement dévonienne, qui recouvre en discordance gneiss et embréchites amygdalaires du Lyonnais. Elles ne dépendent donc pas du métamorphisme hercynien, mais sont plus anciennes : calédoniennes au plus tard. Aucun argument géologique ne peut être invoqué dans le Lyonnais pour faire de la migmatisation stratoïde un épisode très éloigné dans le temps du métamorphisme « normal ». Il n'en est pas de même dans d'autres régions du Massif Central, par exemple en Limousin (M. Chenevoy, 1957) où l'on a pu relever les indices d'une orogénèse importante entre les deux phases, tendant à

les faire distinguer nettement. On peut, mais avec prudence, étendre par analogie ce résultat au Lyonnais.

Les mesures d'âge absolu par la méthode au Plomb/ α /zircon (Larsen, Keevil et Harison, 1952), apportent une confirmation à cette manière de voir. D'après elles, le dépôt et le métamorphisme de la Série Lyonnaise seraient précambriens (ou tout au moins auraient commencé dès le Précambrien), cependant que la migmatisation stratoïde serait silurienne et précéderait l'orogénèse calédonienne. Ces résultats doivent toutefois être accueillis avec réserve.

5°) LES GRANITES.

Plusieurs massifs granitiques se sont mis en place dans les séries métamorphiques. On peut les classer en deux catégories, abstraction faite des petits massifs de Chindo et de Saint-Vérand, associés à la série volcanique de la Brévenne et métamorphisés avec elle.

a) *Massifs de Saint-Laurent de Chamousset et de Saint-Galmier.*

Le massif de Saint-Laurent, dont celui de Saint-Galmier n'est qu'une dépendance, isolée par des failles, est constitué par un granite porphyroïde rose, à grain grossier, souvent chargé d'amphibole par endomorphisme (assimilation des roches volcaniques calciques de la Série de la Brévenne). Sur les bordures, il passe à des faciès à tendance microgrenue, avec micropegmatite. Franchement intrusif, il développe à ses épontes une auréole de métamorphisme de contact. Ses affinités sont grandes avec les granites porphyroïdes post-tectoniques du Massif Central, tel que celui du Mayet-de-Montagne, d'âge post-viséen démontré. On peut donc probablement attribuer cet âge au granite de Saint-Laurent.

b) *Massifs de Saint-Héand, Montagny, Soucieu, Charbonnières, Civrieux d'Azergues, et granites gneissiques.*

Si chacun de ces massifs possède son originalité et ses caractères propres de mise en place, ils ont en commun le fait d'être tous allongés dans la direction hercynienne et d'avoir, peu ou beaucoup, une tendance à prendre une texture planaire et orientée, au moins par endroits. Ils sont donc en relation avec les plissements et par conséquent, au sens large, « syn-tectoniques ». Parmi les traits principaux, citons la texture planaire (Charbonnières, Civrieux d'Azergues, Montagny), les contacts diffus (Saint-Héand, Montagny), les bordures de granites syncinématiques gneissiques (Soucieu, Saint-Héand, bande continue de granite et gneiss granitisés syncinématiques qui relie ces deux massifs à travers le Lyonnais en suivant la dislocation de Soucieu) et la présence d'enclaves, parfois cartographiables, de roches basiques plus ou moins lamprophyriques (vaugnériles) paraissant représenter des témoins figés d'une phase précoce basique de la granitisation. La structure cloisonnée et les bords parfois diffus de ces granites suggèrent une origine plutôt metasomatique que magmatique. L'âge de cette granitisation n'est pas établi, puisqu'on peut, suivant ses préférences personnelles et ses conceptions théoriques, en faire une venue contemporaine du granite de Saint-Laurent, ou bien, point de vue proche de celui de A. Demay (1953) et qui me semble assez vraisemblable, la ranger avec les granites carbonifères viséens, mais antérieurs aux tufs rhyolitiques, connus en particulier dans le Morvan, ou bien même en faire quelque chose de plus ancien. Pour régler la question, il faut attendre que les différents granites du Massif Central soient mieux connus et les mesures d'âge absolu plus sûres.

II. — RAPPROCHEMENTS AVEC D'AUTRES REGIONS DU MASSIF CENTRAL

1°) LA SÉRIE DES MONTS DU LYONNAIS.

A l'exception de ses migmatites leptyniques (type Grézieux-la-Varenne) et de ses embréchites (types Yzeron et Montromant), représentant les migmatites stratoïdes, la Série du Lyonnais est de toute évidence, comme l'a déjà fait remarquer J. Jung (1953), une série de type « auvergnat » suivant l'expression définie par cet auteur (ouv. cit.). On y retrouve en effet une série de micaschistes et de gneiss dont les termes profonds (gneiss à biotite et sillimanite et gneiss à biotite et cordiérite) passent progressivement à des faciès d'anatexites.

On a déjà pu en certains points (J. Jung, 1954, p. 251, M. Chenevoy, 1957), établir stratigraphiquement que l'Infra-cambrien était représenté dans les séries de ce genre.

Nous avons vu d'autre part que les « migmatites stratoïdes » énumérées ci-dessus se retrouvent avec des caractères encore beaucoup mieux tranchés en plusieurs régions du Massif Central, notamment en Limousin (M. Chenevoy, 1957) et en Haute-Loire (F.H. Forestier, 1957).

Le parallélisme avec les autres parties du Massif Central est donc facile à établir. L'étude du Lyonnais et des Monts de Tarare apporte un élément nouveau aux problèmes généraux concernant ce genre de formations dans le Massif Central : les migmatites stratoïdes dans les régions étudiées sont antérieures au Dévonien supérieur (Série de la Brévenne). Ce n'est donc pas un métamorphisme hercynien qui en est responsable, mais un métamorphisme au moins calédonien, au plus tard. Ce résultat est un élément dont il faudra tenir compte pour l'établissement de l'âge des différentes phases métamorphiques dans le Massif Central. Sa généralisation impliquerait cependant que la migmatisation stratoïde est un phénomène unique qui ne s'est pas reproduit à des époques variées, ce qu'on ne saurait affirmer en l'état actuel des connaissances.

2°) LA SÉRIE DE LA BRÉVENNE ET LE GÉOSYNCLINAL HERCYNIEN.

La Série de la Brévenne représente très vraisemblablement le prolongement vers le sud des terrains dévoniens du Morvan et la partie supérieure en est même probablement carbonifère : l'âge hercynien de son métamorphisme ne fait ainsi guère de doute. On connaît le Dévonien, non métamorphique, dans le Morvan. Plus au sud, il faut aller dans la Montagne Noire pour le retrouver, paléontologiquement daté et non métamorphique. Cependant, il existe peut-être un jalon. P. Lapadu-Hargues (1952) en décrivant la Série cristallophyllienne de la Cézaïrenque (Gard) a émis en effet l'hypothèse que le Dévonien y était représenté par des schistes surmontant un banc de quartzites ressemblant beaucoup au « mur quartzeux » de la base du Dévonien en Montagne Noire. Peut-être même la discordance calédonienne se traduit-elle par une lacune entre ce niveau et les gneiss conglomératiques sous-jacents, parallélisés avec les conglomérats de la base du Cambrien. Il ne s'agit là, l'auteur lui-même le souligne, que d'hypothèses séduisantes, mais encore fragiles.

Si on les adopte cependant, on voit se dessiner de façon cohérente l'allure du géosynclinal hercynien durant le Dévonien. Le nord du Massif Central (Morvan) est peut-être émergé au début de cette période. Il est ensuite recouvert de mers d'abord peu profondes (récifs frasnien de Diou et Gilly-sur-Loire) mais qui le deviennent davantage au Famennien (schistes à Clyménies). Il s'y ajoute des émissions éruptives sodiques : albitophyres et tufs albitophyriques annonçant le grand développement d'un volcanisme analogue et plus varié que nous trouverons plus au sud, en particulier dans les Monts de Tarare et le Beaujolais. Là, en effet, l'enfon-

cement est bien plus considérable et il s'accumule une épaisse série de schistes, grauwackes, calcaires et surtout de laves et tufs formant avec des sills de roches éruptives grenues qui s'y mettent en place une série spilites-kératophyres complète, variée et très caractéristique, allant des gabbros aux granites et rhyolites persodiques.

Plus au sud encore, le Dévonien serait profond et schisteux à l'exception de sa base gréseuse (Série de la Cézarenque). La localisation du volcanisme de la Brévenne prend alors tout son sens : il se place là où le géosynclinal hercynien s'approfondit et c'est justement la position habituelle des séries de ce genre. D'après Turner et Verhoogen (1951) elles apparaissent en effet au cours des phases préparatoires à l'orogénie sur la bordure des géosynclinaux en voie d'affaissement : c'est exactement la situation dans le temps et dans l'espace de notre Série de la Brévenne, si l'on adopte le schéma présenté ici.

Encore plus loin vers le sud, on retrouve les terrains dévoniens, cette fois non métamorphiques, en Montagne Noire, avec des faciès peu profonds jusqu'au Givétien, plus pélagiques (marbres griottes) au-dessus, mais avec des faciès rouges témoignant de terres émergées voisines (M. Gignoux, 1950, p. 157) : on est près de l'autre bord du géosynclinal.

On peut envisager aussi un rapprochement avec le Rouergue. Au nord de la Montagne Noire, à peu près à la latitude de la région de la Cézarenque, ce dernier aurait été sans doute inclus dans le géosynclinal hercynien ou tout au moins dans la bordure de celui-ci, en admettant les hypothèses formulées ci-dessus. Il n'est pas impossible alors que ce soit le métamorphisme concomitant qui ait provoqué la rétro-morphose des migmatites de Rieuepeyroux, décrites par M. Roques (1941, pp. 136 et 148-150). Le métamorphisme principal de celles-ci et le métamorphisme régressif sont en effet séparés par un soulèvement probablement calédonien, comme l'a montré cet auteur. Mais il se peut aussi, et l'absence de niveaux dévoniens ou viséens reconnaissables ne permet pas de trancher la question, que ce soit une phase orogénique calédonienne tardive qui ait mis fin également au deuxième temps du métamorphisme (M. Roques, 1941, p. 381).

Ce schéma est déjà bien hypothétique, mais il serait encore plus hasardeux de tenter une extension aux autres régions du Massif Central considérées comme hercyniennes dans la synthèse présentée par J. Jung (1953 et 1954), car il est difficile actuellement de faire le départ entre ce qui revient à des phases métamorphiques ou orogéniques calédoniennes ou hercyniennes. En fait l'importance des épisodes calédoniens pourrait bien être grande. Déjà, dans le sud du Massif Central M. Roques (1941) a mis leur rôle en évidence, en montrant que le métamorphisme de la zone axiale dans la Montagne Noire est certainement postérieur au Cambrien et qu'il a dû prendre fin avec le soulèvement épeirogénique calédonien de cette région (ouv. cité, p. 116), mouvement auquel il faudrait rattacher également le bombement de la zone axiale.

Dans le Limousin, M. Chenevoy (1957) fait également une large part aux phénomènes de métamorphisme et aux déformations liés à l'orogénèse calédonienne.

Enfin, dans le Lyonnais et les Monts de Tarare, nous avons vu comment les embréchites et les anatexites leptyniques, analogues à des formations très abondantes dans les parties du Massif Central considérées comme hercyniennes (J. Jung, 1953 et 1954) sont sans doute bien antérieures, puisque la Série de la Brévenne, très vraisemblablement dévonienne, les recouvre en discordance. Elles sont donc au plus tard calédoniennes, comme les formations du même genre dans la Montagne Noire.

En définitive, si le vieux « noyau arverno-vosgien » du Massif Central apparaît assez bien, par contre, dans les « chaînes périphériques », suivant la désignation de J. Jung (1953 et 1954), la répartition reste encore à préciser entre les actions calédoniennes et hercyniennes, ou plutôt entre les régions où le métamorphisme *a pris fin* lors de l'une ou l'autre période

orogénique, car il est possible qu'en certains points il ait commencé dès l'Infracambrien pour se poursuivre jusque dans le Carbonifère, où seuls les mouvements hercyniens l'ont interrompu (J. Jung, *ibid.*).

3°) LA DISCORDANCE ENTRE SÉRIE ANCIENNE ET SÉRIE HERCYNIENNE.

On ne connaît pas dans le Massif Central d'autres discordances entre ensembles métamorphiques que celle qui sépare la Série Lyonnaise (ancienne) de la Série de la Brévenne (hercynienne). Il faut remarquer que sa mise en évidence est liée à un concours de circonstances favorables. Le métamorphisme léger de la série récente fait ressortir en effet l'anomalie que constitue la superposition de grès très peu métamorphiques à des gneiss qui l'ont été beaucoup plus et qui sont par surcroît rétrotransformés. Les différences lithologiques : dominance pélitique dans une des séries, volcanique et détritique dans l'autre, soulignent encore l'hiatus.

La discordance *angulaire*, nous l'avons vu, apparaît rarement, et mal. Plus au sud cependant, on doit s'attendre en allant vers le centre du géosynclinal, à voir le faciès volcanique de bordure remplacé par un faciès schisteux banal, et à rencontrer un métamorphisme de degré plus intense. On n'a plus guère de chances alors de retrouver la discordance même si elle existe : si dans la région de Violay par exemple, la série récente était constituée de gneiss supérieurs pélitiques, les migmatites et gneiss sous-jacents ne seraient pas rétrotransformés et il serait absolument impossible d'y reconnaître la discordance. Il n'est donc pas forcément exclu que l'existence de plusieurs séries cristallophylliennes discordantes dans le Massif Central soit plus généralisée qu'il ne le paraît, mais il serait certainement très difficile, impossible peut-être, de l'établir sur le terrain.

En attendant une révélation aussi problématique, le schéma proposé par J. Jung (1953) d'un vaste cycle sédimentaire et métamorphique commencé tôt dans l'Infracambrien et interrompu à des moments variables suivant les lieux par des orogénèses d'âges différents, garde toute sa valeur.

La discordance observée dans le Lyonnais ne représenterait alors qu'une oscillation locale sur le bord du vieux « bloc » arverno-vosgien entraîné une nouvelle fois à la fin ou après la fin du Dévonien vers les zones de métamorphisme qu'il avait quittées antérieurement, tandis qu'il n'en était jamais sorti dans les régions plus méridionales. La Série Lyonnaise semble en effet plonger normalement sous les micaschistes de la Vallée du Gier, et par extension, passer sans discordance visible à la Série du Pilat et plus généralement à celle des Cévennes. Or, on considère habituellement celle-ci comme « hercynienne » et la présence possible du Dévonien dans la Série de la Cézarenque qui s'y rattache est un argument dans ce sens.

A la proportion d'hypothèses qu'on est encore obligé de faire pour relier entre elles les Séries du Massif Central, on peut mesurer l'ampleur du travail qui reste à faire. Mais on ne se heurte plus au vieux socle cristallin comme à une masse confuse et indéchiffrable. De toutes les études locales émergent progressivement des vues d'ensemble, encore floues dans le détail mais qu'il va être passionnant de préciser petit à petit au cours des années pleines de promesses qui s'ouvrent devant nous.

TABLE DES ANALYSES DE ROCHES DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

1. — Embréchite plagioclasique (dans les micaschistes). L'Etrat (Loire)	28
2. — Gneiss à biotite. Bissieux (Rhône)	31
3. — Niveau migmatitique. Bois de Fontmerle, au sud de Sainte-Catherine (Rhône).	31
4. — Anatexite plagioclasique. Grand Quartier (Loire)	31
5. — Amphibolite. 1 km au sud de Sainte-Catherine (Rhône)	36
6. — Enclave d'amphibolite dans gneiss amphibolique migmatitique. Riverie (Rhône).	36
7. — Gneiss amphibolique migmatitique. Riverie (Rhône)	36
8. — Gneiss amphibolique migmatitique. Calvaire de Bessy, au sud de Sainte-Catherine (Rhône).	36
9. — Leptynite à biotite. 1,8 km à l'est d'Orliénas (Rhône)	41
10. — Leptynite à biotite. Saint-André-la-Côte (Rhône)	41
11. — Anatexite à biotite. Carrière du Rieux, au nord de Sainte-Catherine (Rhône).	44
12. — Anatexite à biotite. Chatelus (Loire)	44
13. — Anatexite à cordiérite. Saint-Médard (Loire)	51
14. — Gneiss à biotite et sillimanite. Bissieux (Loire)	51
15. — Composition moyenne de la zone des gneiss à biotite et sillimanite. Entre Marcenod et Saint-Romain-en-Jarez (Loire)	52
16. — Composition moyenne de la zone des gneiss à biotite et sillimanite. Au sud de Sainte-Catherine (Rhône), lieu-dit Le Grand Bois.	52
17. — Composition moyenne des gneiss-anatexites à biotite et cordiérite. Entre Chevrières (Rhône) et Saint-Héand (Loire)	52
18. — Composition moyenne des anatexites à cordiérite. Entre Saint-Symphorien-sur-Coise et Pont-Français (Rhône)	52
19. — Embréchite à deux micas. Entre Montromant et Yzeron (Rhône)	55
20. — Embréchite amygdalaire. Yzeron (Rhône)	55
*21. — Microdiorite quartzifère sodique. La Brévenne (Rhône)	70
*22. — Albitophyre. Sain-Bel (Rhône).	70
*23. — Dacite à zoïsité. Entre Sain-Bel et Sourcieux (Rhône).	70
*24. — Epidotite à amphibole et chlorite. Entre Sain-Bel et Sourcieux (Rhône) . .	70
*25. — Lave spilitique à zoïsité. 2,9 km au nord-est de l'Arbresle (Rhône)	70
*26. — Leptynite felsitique. La Giraudière (Rhône)	73
*27. — Leptynite felsitique. Bellegarde (Loire). (Coll. J. Jung)	73
*28. — Amphibolite. La Giraudière (Rhône).	73
*29. — Amphibolite. Entre Bellegarde et Viricelles (Loire). (Coll. J. Jung).	73
*30. — Diabase métamorphique à albite. 1 km E.-N.-E. de Brussieu (Rhône) . . .	73
31. — Gneiss chloriteux (aspect voisin d'un micaschiste). L'Arbresle (Rhône) . .	75
32. — Gneiss chloriteux (aspect migmatitique). 1 km au N.-E. de l'Arbresle (Rhône).	75
*33. — Corne rose. Mont Popey (Rhône)	80
*34. — Corne verte. Mont Arjoux (Rhône)	80
*35. — Corne dioritique. Mont Pelerat (Rhône)	80

* Voir les paramètres de Niggli des roches marquées d'un astérisque dans le tableau p. 180.

*36. — Corne dioritique. 1,3 km à l'ouest du Mont Popey (Rhône).....	80
37. — Grès à épidote. Violay (Loire).	91
38. — Tuf remanié à chlorite. Le Gouget, au nord d'Affoux (Rhône)	91
*39. — Diorite métamorphique. 500 m au sud-ouest de Létra (Rhône)	91
*40. — Andésite métamorphique. 1,9 km au sud-est de Saint-Vérand (Rhône)....	91
*41. — Gabbro métamorphique. Vallée du Soumans (Rhône)	91
*42. — Gabbro métamorphique. Vallée de l'Azergues, 1 km au sud-ouest du Bois d'Oingt (Rhône)	91
*43. — Actinotite. Vallée de l'Azergues, 1 km au sud-ouest du Bois d'Oingt (Rhône).	91
*44. — Granite alcalin de Saint-Vérand. Vallée de l'Azergues, 2,2 km à l'O.-N.O. du Bois d'Oingt (Rhône)	94
*45. — Granite de Chindo. 1,8 km au N.-N.O. de Pouilly-les-Feurs (Loire).....	94
*46. — Microdiorite associée au granite de Saint-Vérand. Vallée du Soumans, 2 km à l'O.-S.O. de Saint-Vérand (Rhône).	94
47. — Embréchite rétrotransformée à chlorite et phengite. 500 m au nord d'Affoux (Rhône)	109
*48. — Granite de Saint-Galmier. 900 m au sud de Saint-Galmier (Loire).	137
*49. — Granite à biotite et amphibole. Ancy (Rhône).	137
*50. — Granite à biotite et amphibole. 3,6 km à l'est de Pontcharra (Rhône)...	137
*51. — Granite de Saint-Héand. Au nord de Saint-Héand (Loire).....	163
*52. — Granite de Soucieu. Malataverne, à l'est de Messimy (Rhône)	163
*53. — Granite de Charbonnières. Gare de la Tour de Salvagny (Rhône)	163
*54. — Granite syncinématique. Le Surgeon, au nord de Saint-André-la-Côte (Rhône).....	163

PARAMÈTRES DE NIGGLI DES ROCHES ÉRUPTIVES DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Les numéros sont ceux des analyses (voir table p. 179).

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
si	176	186	319	126	109	433	455	124	155	120
al	28,6	34,0	43,2	26,7	21,8	41,2	43,9	20,3	26,6	20,5
fm	41,8	40,0	17,3	36,8	40,9	16,8	11,1	48,6	43,2	49,3
c	10,5	5,6	19,5	22,9	32,0	7,2	12,5	21,4	13,1	20,4
alc	19,1	20,3	20,0	13,4	5,2	34,7	32,5	9,6	17,1	9,8
ti	3,6	3,5	0,8	5,8	1,2	1,15	1,4	1,5	7,6	1,97
p	0,4	0,2	0,3	nd	nd	0,34	0,0	0,3	0,15	nd
k	0,08	0,02	0,3	0,06	0,03	0,06	0,04	0,2	0,05	0,04
mg	0,41	0,51	0,5	0,4	0,5	0,33	0,2	0,6	0,4	0,58

	33	34	35	36	39	40	41	42	43	44
si	345	111	130	128	103	127	114	112	87	360
al	36,0	21,7	27,9	30,0	27,0	37,6	21,4	22,5	5,8	39,0
fm	26,6	36,9	38,5	38,8	38,2	41,6	42,1	44,7	69,2	24,0
c	4,5	33,5	18,8	18,5	30,7	9,4	27,6	25,1	24,7	3,9
alc	32,8	7,9	14,6	12,6	4,0	11,3	8,8	7,7	0,3	33,3
ti	0,1	0,4	2,1	6,1	0,5	4,2	1,9	1,8	0,1	1,2
p	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,3
k	0,25	0,07	0,13	0,16	0,3	0,06	0,13	0,09	0,0	0,1
mg	0,6	0,5	0,56	0,2	0,7	0,4	0,7	0,6	0,8	0,5

	45	46	48	49	50	51	52	53	54
si	312	138	335	296	269	273	299	392	297
al	39,3	31,3	44,7	39,4	37,1	41,2	42,7	46,9	38,7
fm	23,6	42,2	20,4	22,3	26,2	27,4	21,4	10,3	26,5
c	7,9	17,2	5,2	11,3	10,5	8,0	8,4	7,4	10,0
alc	29,2	9,2	29,7	27,1	26,4	23,3	27,5	35,3	24,6
ti	1,9	4,2	1,2	1,3	1,95	2,0	0,8	0,6	1,3
p	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,5	nd	0,3
k	0,05	0,3	0,46	0,47	0,46	0,45	0,47	0,34	0,52
mg	0,4	0,5	0,46	0,5	0,5	0,4	0,6	0,4	0,6

BIBLIOGRAPHIE

ABRÉVIATIONS

- B.S.C.G.F.* : Bulletin du Service de la Carte Géologique de France.
B.S.G.F. : Bulletin de la Société Géologique de France.
B.S.F.M. : Bulletin de la Société Française de Minéralogie.
C.R.A.S. : Comptes-rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences.
C.R.S.G.F. : Comptes-rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France.
R.S.N.A. : Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne.

* * *

- ALLÉON-DULAC (1795). — *Histoire naturelle du Lyonnais, Forez et Beaujolais.*
- BARRÈRE J. (1955). — *Etude de la série cristallophyllienne du Charolais.* Diplôme de géologue-pétrographe, Clermont.
- BASSOT J.-P. (1955). — *Etude de la partie orientale du Massif de la Borne (Ardèche) et de sa couverture cristallophyllienne.* — Diplôme de géologue-pétrographe, Clermont.
- BAULIG H. (1928). — *Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne.* Libr. Armand Colin, Paris.
- BOINEAU R. et NICAISE J. (1950). — *Les schistes cristallins du Plateau d'Aigurande.* *R.S.N.A.*, t. 16.
- CARRAT H.G. et WEBER F. (1958). — *Présence dans le Morvan d'un nouveau granite hercynien antérieur au granite de Luzy.* *C.R.A.S.*, t. 246, n° 6.
- CHENEVOY M. (1950). — *Les enclaves de serpentine dans les gneiss du Massif Central Français.* *B.S.F.M.*, pp. 13-26.
- CHENEVOY M. (1957). — *Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central Français.* Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris.
- COCHET A. (1953). — *La série cristallophyllienne et les granites de la partie nord-ouest du Morvan.* Diplôme de géologue-pétrographe, Clermont.
 (Résumé sous le même titre dans : Colloque sur la Géol. et Minér. du Massif Central Français, publ. *Fac. Sc. Clermont*, fasc. 2).
- CRUSSARD (1931). — *Les exploitations minérales de l'arrondissement de Lyon en 1929.* *Ann. min. Paris*, t. 19.
- DELORME J. et EMBERGER A. (1949). — *La série renversée du Plateau d'Aigurande.* *R.S.N.A.*, t. 15, p. 43.
- DEMAY A. (1947). — *Relation entre Viséen et substratum cristallophyllien entre Balbigny et Violay et problème de l'âge du cristallophyllien lyonnais.* *C.R.A.S.*, t. 224, p. 1832.
- DEMAY A. (1948). — *Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central.* Mém. pour serv. à l'expl. de la Carte Géol. de France.
- DONNOT M. (1957). — *Micaschistes et granites du Plateau de Millevaches.* Thèse présentée pour l'obt. du grade de Dr. de l'Université de Clermont. 1 vol., ronéotypé.
- DRIAN (1856). — *Minéralogie et pétrologie des environs de Lyon.*
- ELLENBERGER F. (1952). — *Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise.* *C.R.S.G.F.*, n° 15, pp. 318-321.
- ESKOLA P. (1933). — *On the differential anatexis of rocks.* *Comm. Geol. Finlande.* Bull. n° 103, pp. 12-25.
- ESKOLA P. (1954). — *A proposal for the presentation of rocks analyses in ionic percentage.* *Ann. Acad. Sc. Fennice*, Sér. A, III Geol. Geogr., n° 38.
- ESKOLA P. (1956). — *Postmagmatic potash metasomatism of granite.* *C.R. de la Soc. Géol. de Finlande*, n° XXIX.

- FORESTIER F.-H. (1956). — *Unités cristallophylliennes dans le bassin du Haut-Allier*. — Colloque sur la Géol. et la Minér. du Massif Central Français. Publ. Fac. Sc. Clermont, fasc. 2.
- FORESTIER F.-H. (1957). — *Caractères des migmatites du socle métamorphique en Haute-Loire*. C.R.S.G.F., n° 1, pp. 19-21.
- FOURNET (1861). — *Géologie lyonnaise*. 1 vol.
- GIGNOUX M. (1950). — *Géologie stratigraphique*. 4^e édition. Masson et Cie, Paris.
- GIRAUDON R. (1955). — *Etude géologique des terrains cristallophylliens de la feuille de Brive, situés à l'Ouest de la Faille d'Argentat*. Dipl. de géologue-pétrographe de l'Univ. de Clermont.
- GONNARD F. (1906). — *Minéralogie des départements du Rhône et de la Loire*. Ann. de l'Univ. de Lyon, I, fasc. 19.
- GRUNER M.L. (1857). — *Description géologique et minéralogique du département de la Loire*. Paris, Imprimerie Impériale.
- GUFFROY J. (1957). — *La série dinantienne du Morvan*. C.R.A.S., t. 244, n° 5, pp. 632-635.
- HOLMES A. (1928). — *The nomenclature of Petrology*. 2^e édition, Thomas Murby and Co, Londres.
- HOLMQUIST P.J. (1921). — *Typen und Nomenklatur der Adergesteine*. Geol. Foren. Stockholm Förh., vol. 43, pp. 612-631.
- JULIEN A. (1896). — *Le terrain carbonifère marin de la France Centrale*. 1 vol., in-4°, 303 p., 17 pl., Masson et Cie, Paris.
- JUNG J. (1935). — *Aperçu sur la géologie du Dévonien au Dinantien et des granites dans le Nord-Est du Massif Central*. R.S.N.A., 1, p. 171.
- JUNG J. (1939). — *Révision de la Feuille de Montbrison au 1/80.000^e*. B.S.C.G.F., n° 199, t. XL, pp. 127-130.
- JUNG J. (1941). — *Carte géologique au 1/80.000^e : feuille Montbrison*.
- JUNG J. (1953). — *Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français*. B.S.G.F., t. III, fasc. 4-6, pp. 329-343.
- JUNG J. (1954). — *Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central*. Annales Hébert et Haug, t. VIII, pp. 245-258.
- JUNG J. (1955). — *Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves*. C.R.A.S., t. 240, n° 7, pp. 799-800.
- JUNG J. et CHENEVOY M. (1951). — *Sur la présence dans les Vosges d'un gisement de Durbachite et sur l'origine de cette formation*. C.R.A.S., t. 232, pp. 868-869.
- JUNG J. et RAGUIN E. (1935). — *Discordance du Viséen sur le socle cristallophyllien entre Balbigny, Néronde, Violay (Loire)*. C.R.S.G.F., fasc. 16, p. 247.
- JUNG J. et RAGUIN E. (1936). — *Pétrographie d'une série épicrostallophyllienne du Beaujolais*. C.R.A.S., t. 202, pp. 330-332.
- JUNG J. et ROQUES M. (1936). — *Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central Français*. R.S.N.A., vol. 2, fasc. 1-2, pp. 38-85.
- JUNG J. et ROQUES M. (1952). — *Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes*. B.S.C.G.F., n° 235, t. L.
- LACROIX A. (1917). — *La composition chimique de la vaugnérine et la position de cette roche dans la systématique*. B.S.F.M., t. XL, pp. 158-162.
- LAPADU-HARGUES P. (1945). — *Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes*. B.S.G.F., t. XV, fasc. 4-5-6, pp. 255-310.
- LAPADU-HARGUES P. (1947). — *Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures*. B.S.C.G.F., t. XLVI, n° 222.
- LAPADU-HARGUES P. (1949). — *Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme*. B.S.G.F., 5^e série, t. XIX, n° 1-2-3, pp. 89-109.
- LAPADU-HARGUES P. (1951). — *La structure du socle hercynien au Sud du Massif du Cantal*. B.S.C.G.F., t. XLIX, p. 179.
- LAPADU-HARGUES P. (1952). — *Sur la présence d'un quartzite métamorphique dans la série cristallophyllienne de la Cézairene, au Nord du Département du Gard (Massif Central Français)*. C.R.S.G.F., n° 11, pp. 209-210.
- LAPADU-HARGUES P. (1953). — *Sur la composition chimique moyenne des amphibolites*. B.S.G.F., 6^e série, t. III, pp. 153-173.
- LAPPARENT J. DE (1909). — *Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises*. Thèse présentée à la Fac. des Sciences de Paris. Gauthier-Villars, Paris.
- LARSEN E.S., KEEVIL N.B. et HARRISSON H.C. (1952). — *Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals*. Bull. Geol. Soc. of America.
- LAUBARD J.M. (1953). — *Principaux types de structure des schistes cristallins*. R.S.N.A., fasc. 1-2-3-4.
- LEHINGUE J. (1951). — *Les schistes cristallins de la terminaison orientale du Plateau d'Aigu-rande*. R.S.N.A., p. 40.
- LE VERRIER (1889). — *Carte géologique au 1/80.000^e : feuille Montbrison* (1^{re} édition).
- LEYMERIE (1836). — *Note sur la coupe géologique du groupe de montagnes entre Saône et Loire de Lyon à Feurs*. B.S.G.F., t. VII, pp. 212.

- MAZENOT G. (1936). — *Ressources minérales de la région lyonnaise*. Bull. Soc. Scient. Dauphiné, t. 56, pp. 1-135 ; ou *Les Etudes Rhodaniennes*, t. XII, pp. 123-257, 16 fig., 16 pl.
- MICHEL R. (1953). — *Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes)*. Sciences de la Terre, t. I, n° 3-4, Nancy.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1908). — *Les terrains primaires du Morvan et de la Loire*. (288 p., 7 pl., 2 cartes et planche de coupes annexes). Lib. Polytechnique Béranger, Paris.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1912). — *Révision de la feuille de Lyon au 1/80.000^e*. (Roches éruptives et formations primaires). B.S.C.G.F., n° 133, t. XXII, pp. 111-124.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1913). — *Sur les roches éruptives du Lyonnais. Granites en place et granites charriés. Evolution des magnas aux temps hercyniens*. C.R.A.S., t. 156, p. 717.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1937). — *Eléments du socle cristallophyllien remaniés à la base du Viséen près Létra*. C.R.S.G.F., fasc. 4-5, p. 52.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1938). — *Observations sur les formations primaires et le substratum gneissique des Monts du Beaujolais. Importance du métamorphisme par les granites post-viséens*. B.S.G.F., t. VIII, fasc. 1-2, pp. 111-132.
- MICHEL-LÉVY Aug. (1883). — *Roches éruptives basiques cambriennes du Maconnais et du Beaujolais*. B.S.G.F., 3^e série, XI, pp. 273-302.
- MICHEL-LÉVY Aug. (1887). — a) *Sur l'origine des terrains cristallins primitifs*. B.S.G.F., XVI, p. 103.
- MICHEL-LÉVY Aug. (1887). — b) *Note sur les roches éruptives et cristallines des Monts du Lyonnais*. B.S.G.F., 3^e série, XVI, pp. 216-228.
- MICHEL-LÉVY Aug. (1889). — *Carte géologique au 1/80.000^e, feuille Bourg*.
- MICHEL-LÉVY Aug. (1890). — *Carte géologique au 1/80.000^e, feuille Lyon*.
- MICHEL-LÉVY Aug. (1893-4). — *Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général*. B.S.C.G.F., V, n° 36.
- MICHEL-LÉVY Aug. et LACROIX A. (1887). — *Sur le granite à amphibole de Vaugneray (Vaugnérite de Fournet)*. B.S.F.M., t. X, pp. 27-31.
- MICHOT P. (1957). — *Phénomènes géologiques dans la catazone profonde*. Geologische Rundschau, Band 46, Heft 1, pp. 147-173.
- NICOLAS F. (1954). — *Contribution à l'étude géologique du Massif de Fleurie*. Diplôme d'Etudes Supérieures, Clermont. (Un vol. dactylographié).
- NIGGLI P. (1942). — *Das Problem der Granitbildung*. Schweiz. Petr. Mitt., Bd. XXII, pp. 1-84.
- NIGGLI P. et BEGER P.J. (1923). — *Gesteins- und Mineralprovinzen Bd. I : Einführung*. 602 p. Berlin, Bornträger.
- PARANT J. (1956). — *Les amphibolites migmatitiques de la bordure sud de l'anticlinal du Plateau d'Aigurande*. Colloque sur la Géol. et la Minér. du Massif Central français. Publ. Fac. Sc. Clermont, fasc. 2.
- PEACOCK M.-A. (1931). — *Classification of igneous rocks series*. Journ. Geol., 39, pp. 54-67.
- PETERLONGO J. (1955). — *Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais*. B.S.G.F., 6^e série, n° 5, p. 361.
- PETERLONGO J. (1956). — *Les schistes cristallins de la région lyonnaise*. Colloque sur la Géol. et la Minér. du Massif Central Français. Publ. Fac. Sc. Clermont, fasc. 2.
- PETTIJOHN F.J. (1948). — *Sedimentary rocks*. Harper and Br. ed., New-York.
- READ H.H. (1943-44). — *Meditations on Granite*. Proceedings of the Geologists' Association. Vol. LIV, Part 2, 1953, vol. LV, Part 2, 1944.
- REYNOLDS D.L. (1946). — *The sequence of geochemical changes leading to granitization*. Quarterly Journ. of the Geological Soc. of London.
- RICHARD J. (1938). — *Etude de la Série cristallophyllienne renversée de la Sioule*. R.S.N.A., t. 4, p. 1.
- RICHE A. (1888). — *Note sur la constitution géologique du Plateau Lyonnais*. B.S.G.F., t. XXI, p. 268.
- ROQUES M. (1941). — *Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central Français*. Mém. exp. de la Carte Géol. de France, 527 p., 3 pl., 1 carte hors-texte.
- ROQUES M. (1954). — *La détermination de l'âge des roches cristallines par extraction du zircon*. Doc. du Laboratoire de Géol. et de Minér. de Clermont, 4 fasc. ronéotypés.
- ROQUES M. (1956). — *Détermination de l'âge absolu du granite carbonifère du Mayet-de-Montagne (Allier)*. C.R.A.S., t. 242, pp. 528-530.
- ROUBAUT M. et COPPENS R. (1958). — *Etude de la répartition de la radioactivité et du plomb dans un cristal de zircon*. C.R.A.S., t. 246, n° 1, pp. 137-140.
- ROUX C. (1901). — *Etudes géologiques sur les Monts Lyonnais*. 3^e partie : Géologie proprement dite des Monts Lyonnais. Ann. Soc. Lin. de Lyon, t. XLVIII.
- SCHEUMANN K.H. (1936). — *Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine*. Min. und Petr. Mitteil. Band 48. Leipzig, pp. 297-302.
- SEDERHOLM J.J. (1907). — *Om granit och gneiss*. Bull. Com. Geol. Finlande, n° 23.

- SEDERHOLM J.J. (1923-1926-1934). — *On migmatites and associated precambrian rocks of Southwestern Finland*. *Bull. Com. Géol. Finlande*, n° 58 (1923), n° 77 (1926), n° 107 (1934).
- TUNG S.P. et MAISONNEUVE J. (1952). — *La Série cristallophyllienne de l'Allagnon dans le Cantal et la Haute-Loire*. *R.S.N.A.*, vol. 18, p. 72.
- TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1951). — *Igneous and metamorphic Petrology*. Mc Graw-Hill Book Company, Inc. New-York, Toronto, Londres.
- WASHINGTON H.S. (1903). — *Chemical analyses of igneous rocks*. U.S. Geological Survey. Government printing office, Washington.
- WEGMANN C.E. (1935). — *Zur Deutung des Migmatite*. *Geol. Rundschau*, t. 26, p. 307.

TABLE DES FIGURES

Fig. 1. — Situation de la région étudiée dans l'ensemble du Massif Central Français.....	10
Fig. 2. — Lyonnais, Monts de Tarare, Beaujolais méridional : esquisse géographique.	11
Fig. 3. — Structure en plaque mince des gneiss à biotite et sillimanite et des faciès migmatitiques intercalés.	33
Fig. 4. — Amphibolites et migmatites d'amphibolites de Riverie et de La Gachet	39
Fig. 5. — La Série des Monts du Lyonnais avant et après le métamorphisme..	59
Fig. 6. — Structure en plaque mince du granite de Saint-Vérand	92
Fig. 7. — Diagramme de variation de la Série de la Brévenne (Paramètres de Niggli).	99
Fig. 8. — Comparaison de la Série de la Brévenne avec les séries types (Paramètres de Niggli).....	101
Fig. 9. — Diagrammes de calco-alcalinité.	103
Fig. 10. — Schéma des affleurements au carrefour des routes de Saint-Vérand à Dareizé et de Valsonne aux Ponts Tarrets	117
Fig. 11. — Schéma des relations géométriques entre Série des Monts du Lyonnais, Série de la Brévenne et Groupe d'Affoux.	118
Fig. 12. — Structure en plaque mince de granite à amphibole. St-Laurent-de Chamousset	133
Fig. 13. — Structure en plaque mince de granite à amphibole avec enclave à grain fin.....	133
Fig. 14. — Structure en plaque mince du granite de Saint-Héand	140
Fig. 15. — Structure en plaque mince du granite de Montagny.....	144
Fig. 16. — Structure en plaque mince de la syénite en bordure du granite de Montagny.	145
Fig. 17. — Structure en plaque mince du granite de Soucieu.	150
Fig. 18. — Coupes à travers les Monts du Lyonnais et de Tarare.....	173

Carte hors texte : Les terrains cristallins de la région lyonnaise. Echelle : 1/130.000.

DEUXIÈME THÈSE

Proposition donnée par la Faculté :

LE PHYLUM HUMAIN D'APRÈS LES DONNÉES RÉCENTES

VU ET APPROUVÉ :

CLERMONT-FD, LE 8 AVRIL 1958 :

*Le Doyen de la Faculté
des Sciences :*

H. DELANGE.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

CLERMONT-FD, LE 12 AVRIL 1958 :

*Le Recteur
de l'Académie de Clermont :*

P. LOUIS.

